



Analyse de la dynamique des glaciers himalayens et alpins à partir de 40 ans de données d'observation de la Terre

Amaury Dehecq

► To cite this version:

Amaury Dehecq. Analyse de la dynamique des glaciers himalayens et alpins à partir de 40 ans de données d'observation de la Terre. Glaciologie. Université Grenoble Alpes, 2015. Français. NNT : 2015GREAA027 . tel-01239364

HAL Id: tel-01239364

<https://theses.hal.science/tel-01239364>

Submitted on 7 Dec 2015

HAL is a multi-disciplinary open access archive for the deposit and dissemination of scientific research documents, whether they are published or not. The documents may come from teaching and research institutions in France or abroad, or from public or private research centers.

L'archive ouverte pluridisciplinaire **HAL**, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d'enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.

THÈSE

Pour obtenir le grade de

DOCTEUR DE L'UNIVERSITÉ GRENOBLE ALPES

Spécialité : **STIC Traitement de l'Information**

Arrêté ministériel : 7 août 2006

Présentée par

Amaury DEHECQ

Thèse dirigée par **Emmanuel TROUVÉ**
codirigée par **Noel GOURMELEN**

préparée au sein du **Laboratoire d'Informatique, Systèmes, Traitement de l'Information et de la Connaissance (LISTIC)**
et de l'**École Doctorale Sciences et Ingénierie des Systèmes, de l'Environnement et des Organisations (SISEO)**

Analyse de la dynamique des glaciers Himalayens et Alpains à partir de 40 ans de données d'observation de la Terre

Thèse soutenue publiquement le **09 novembre 2015**,
devant le jury composé de :

M. Jean-Marie NICOLAS

Professeur, Télécom ParisTech, Président

M. Pierre GRUSSENMEYER

Professeur, INSA Strasbourg, Rapporteur

M. Massimo MENENTI

Professeur, TU Delft, Rapporteur

M. Etienne BERTHIER

Chargé de recherche CNRS, LEGOS, Examineur

M. Tobias BOLCH

Senior Researcher, University of Zurich, Examineur

M. Antoine RABATEL

Physicien-adjoint CNAP, Univ. Grenoble-Alpes, LGGE, Examineur

M. Emmanuel TROUVÉ

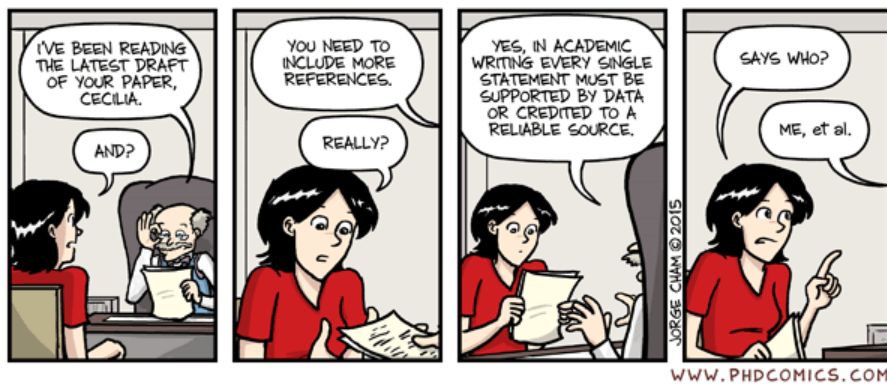
Professeur, Université Savoie Mont Blanc, Directeur de thèse

M. Noel GOURMELEN

Lecturer, School of Geosciences, University of Edinburgh, Co-Directeur de thèse



“Tout le monde veut vivre au sommet de la montagne, sans soupçonner que le vrai bonheur est dans la manière de gravir la pente.”
Gabriel García Márquez



Remerciements

Je voudrais tout d'abord remercier le Centre National d'Études Spatiales et l'Assemblée des Pays de Savoie pour m'avoir accordé leur confiance et apporté le soutien financier indispensable à cette thèse. Je tiens également à remercier l'Agence Spatiale Européenne, via le projet Dragon 3, le Groupe de Recherche ISIS et l'école doctorale SISEO qui ont financé plusieurs de mes missions à l'étranger. Enfin, je remercie tous les membres du jury, pour avoir pris le temps de lire et d'évaluer mon travail, en particulier les rapporteurs, Pierre Grussenmeyer et Massimo Menenti.

Une thèse ressemble beaucoup à l'ascension d'un sommet. On attribue généralement l'exploit à une ou quelques personnes, mais c'est en fait un véritable travail d'équipe. Cette ascension n'aurait bien entendu jamais eu lieu sans deux guides experts, Noel et Emmanuel, qui grâce à leur connaissance du terrain m'ont aidé à trouver le chemin à suivre. Merci à Noel de m'avoir poussé vers des voies ambitieuses et inexplorées, et de m'avoir encouragé très vite à voler de mes propres ailes aux quatre coins du globe (une première conférence après 6 semaines de thèse!). Merci à Emmanuel d'avoir au contraire gardé le refuge au bord des Alpes, de m'avoir offert un endroit où je pouvais prendre du recul sur mes travaux et creuser les points méthodologiques. On peut dire que vous avez formé une paire complémentaire à vous deux! Ce sommet ardu a été attaqué par trois versants différents, et je remercie chaleureusement les équipes "logistiques" de chacun des camps de base, que ce soit à Strasbourg, à Edimbourg ou à Annecy. Romain, Matthias et Pierre-Henri, tous les trois grimpeurs aspirants, m'ont aidé à atteindre les camps intermédiaires. Ils ont maintenant attaqué tous les trois leur propre ascension, et je leur adresse tous mes vœux de réussite. Enfin, Andrew a été un compagnon de cordée inattendu, mais nos efforts conjoints nous ont permis d'atteindre des résultats au-delà de toute attente. Merci pour ton travail, j'espère que je t'ai apporté autant que tu m'en as appris. Merci également à toute l'équipe du département informatique de l'IUT d'Annecy-Le-Vieux qui m'ont accueilli et m'ont permis de découvrir la deuxième facette du métier d'enseignant-chercheur.

De nombreux alpinistes chevronnés m'ont également apporté leur soutien et de précieux conseils. Un grand merci tout d'abord à Antoine et Etienne pour avoir ouvert de nouvelles voies. Je remercie chaleureusement tous mes compagnons de voyage lors de la mission de terrain au Népal, en particulier Patrick et Christian, j'espère avoir encore l'occasion d'entendre quelques-unes de vos fabuleuses histoires! Par ailleurs, Luc, Blaise, Andrea, Jean-Louis et Michel m'ont beaucoup aidé grâce à leur connaissance du Mont-Blanc et du matériel technique et je vous en remercie. Enfin, cette ascension a été particulièrement gourmande en ressources informatiques et je remercie Flavien, Matthieu et Florent pour leurs précieux conseils.

Je tiens également à remercier cette multitude de randonneurs ou montagnards, qui ont croisé ma route à un moment ou un autre, et qui m'ont permis d'échanger ou d'oublier la thèse pendant quelques instants. J'ai passé une année incroyable à Strasbourg, grâce à Aline, et les nombreux échanges de canard en plastique¹, grâce aux fous rires d'Eric, Muriel et Carole, et tout ce bon temps passé avec John et Marie. J'ai appris à connaître tous les bons pubs d'Edimbourg, grâce à l'accueil chaleureux des doctorants et chercheurs, en particulier Andrew, Luca, Donald, Damon, Frazer et Pete. Enfin, je remercie Vincent, compagnon de guidon, et Gilles, compagnon de cordée, et tous les autres aspirants guides d'Annecy : Nicolas, Tibi, Liviu, Bastien, Trang, Zhangyun, Long, Quentin, Meriem, Yajing, pour leur enthousiasme ainsi que tout ceux qui m'ont fait oublier les glaciers en m'accompagnant en montagne : Julia, Benoit, Agathe, Loup, Félix, Fanny et tous les autres. Merci à Mélissa, qui m'a

1. https://fr.wikipedia.org/wiki/Méthode_du_canard_en_plastique

accroché à sa corde, pour le dernier ressaut avant le sommet. Pour terminer, je remercie de tout coeur ma famille, qui m'a toujours encouragé dans mes choix et grâce à qui j'ai fait le plus difficile, à savoir de trouver le courage d'aller jusqu'au camp de base, au pied de la montagne.

Résumé

Les glaciers de montagne ont un impact sociétal important que ce soit à l'échelle locale où ils influencent les ressources en eau et l'attractivité touristique d'une région, ou à l'échelle mondiale en contribuant au niveau des océans. Par ailleurs, les glaciers de montagne sont extrêmement sensibles aux variations climatiques et sont donc des indicateurs pertinents des évolutions climatiques passées et présentes, en particulier du réchauffement global. Une meilleure compréhension de la réponse dynamique des glaciers à ces changements est nécessaire afin d'estimer leur contribution au système Terre et leur évolution future. Les satellites d'observation de la Terre, par leur couverture globale et des acquisitions régulières, représentent un atout formidable pour suivre l'évolution des glaciers. L'archive à disposition est considérable et celle à venir promet d'être encore plus importante. Il est donc indispensable de développer des méthodes pour traiter cette masse de données.

L'objectif de cette thèse est de mieux comprendre la réponse dynamique des glaciers du Pamir-Karakoram-Himalaya (PKH) et des Alpes aux changements climatiques actuels en mettant à profit 40 années de données satellitaires disponibles. Dans un premier temps, nous avons développé une chaîne de traitement semi-automatique qui permet de mesurer les vitesses annuelles de surface d'écoulement des glaciers par corrélation d'images à partir d'une archive satellitaire. Grâce à la redondance des acquisitions, il est possible d'obtenir des champs de vitesse plus complets, plus robustes et d'estimer statistiquement l'incertitude. L'application de ce traitement à l'archive Landsat a permis d'obtenir des champs de vitesse pour l'ensemble de la région du PKH ($\sim 92\,000\text{ km}^2$) sur la période 1998-2014 et sur les Alpes ($\sim 2\,000\text{ km}^2$, période 1999-2014) avec une couverture de 60-80 % et une incertitude d'environ 4 m/an. Des champs de vitesse ont également été obtenus de manière moins systématique sur la période 1972-1998 pour le PKH. Dans un second temps, l'analyse des variations de vitesse sur ces périodes a montré un ralentissement des glaciers sur l'ensemble des deux chaînes de montagne, en lien avec un amincissement des glaciers sur la même période. Les variations de vitesse sont très contrastées spatialement et sont cohérentes avec les motifs observés pour les variations d'épaisseur. En particulier, les glaciers du Karakoram et du Kunlun qui sont stables ou gagnent de la masse sur cette période montrent également des signes d'accélération, alors que les zones d'amincissement le plus important (Himalaya occidental, Nyenchen Tangla, Alpes) sont celles où le ralentissement observé est le plus fort. Il semble donc que les variations de vitesse observées soient conditionnées au premier ordre par un signal climatique.

Mots-clefs : Glacier, Pamir-Karakoram-Himalaya, Alpes, Vitesse d'écoulement, Télédétection, Masse de données

Abstract

Mountain glaciers have a high societal impact, first at a local scale since they influence the water resources and the touristic attractiveness of a region, but also at a global scale, being major contributors to the present sea-level rise. Moreover, mountain glaciers are sensitive to climate forcing and are thus relevant indicators of past and present climate change and particularly present global warming. It is thus important to analyse the dynamic of these glaciers and quantify the changes that are affecting them so that their contribution to the Earth system and their future evolution can be better estimated. Satellite Earth Observation imagery, with its global coverage and repeated acquisition, represents a unique tool to quantify temporal changes affecting glaciers. The available archive is huge and the flux of new data will increase it even more. It is thus necessary to develop new methods to process this large archive.

The objective of this thesis is to quantify the dynamic response of mountain glaciers in the Pamir-Karakoram-Himalaya (PKH) and in the Alps to a changing climate, with the use of the 40-year long satellite archive. We first developed a semi-automated processing chain to derive annual ice flow velocities from feature-tracking of satellite images. The chain takes advantage of the redundancy in the archive to obtain more spatially complete and robust velocity fields and to statistically estimate the uncertainty. Application to the Landsat archive leads to the determination of an unprecedented velocity field for the entire PKH region ($\sim 92\,000\text{ km}^2$) for the period 1998-2014 and over the Alps ($\sim 2\,000\text{ km}^2$, period 1999-2014) with a coverage of 60-80 % and a mean uncertainty of 4 m/yr. Flow velocities have been derived less systematically for the period 1972-1998 over the PKH. Secondly, the analysis of velocity changes show a slow-down of the glaciers for most of the 2 regions. The velocity changes are spatially contrasted and coherent with the patterns of elevation changes. In particular, glaciers in the Karakoram and West Kunlun that are stable or advancing show also a clear speed-up, whereas regions where thinning is the most important (Western Himalaya, Nyenchen Tangla, Alps) show the most important slow-down. The observed velocity changes are thus primarily determined by a climatic signal.

Keywords : Glacier, Pamir-Karakoram-Himalaya, Alps, Ice flow velocity, Remote sensing, Big data

Abbréviations et notations

Organismes

DLR	Deutschen Zentrums für Luft und Raumfahrt. Agence spatiale allemande.
ESA	European Space Agency. Agence Spatiale Européenne.
GLIMS	Global Land Ice Measurements from Space. Projet ayant pour objectif l'inventaire et le suivi des glaciers à partir d'images satellites optiques.
GLACIOCLIM	Les GLACIers, un Observatoire du CLIMat. Service d'Observation (SO) géré par le Laboratoire de Glaciologie et de Géophysique de l'Environnement de Grenoble.
NASA	National Aeronautics and Space Administration. Agence gouvernementale en charge de la majeure partie du programme spatial civil des États-Unis.
USGS	United States Geological Survey. Institut des études géologiques des États-Unis.
WGMS	World Glacier Monitoring Service. Organisme international en charge de la collecte des observations des glaciers (inventaires et fluctuations).

Abbréviations

ASTER	Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection Radiometer
CS2	CryoSat-2
ETM+	Enhanced Thematic Mapper (capteur Landsat 7)
ERS	European Remote Sensing
GLS	Global Land Survey
GPS	Global Positioning System
HMA	High Mountain Asia
HR	Haute Résolution (~ décamétrique)
ICESat	Ice, Cloud and land Elevation Satellite
InSAR	Interferometric SAR
LASER	Light Amplification by Stimulated Emission of Radiation
LOS	Line Of Sight (Ligne de visée)
MNT	Modèle Numérique de Terrain
MSS	Multispectral Scanner (capteur Landsat 1-5)
NDVI	Normalized Difference Vegetation Index
OLI	Operational Land Imager (capteur Landsat 8)
PKH	Pamir-Karakoram-Himalaya
RADAR	RAdio Detection And Ranging (détection et télémétrie par radioélectricité)
RAR	Real Aperture Radar (radar à ouverture réelle)
SAR	Synthetic Aperture Radar (Radar à Synthèse d'Ouverture RSO)
SIRAL	SAR Interferometer Radar Altimeter (capteur CS2)
SLR	Side Looking Radar (radar à visée latérale)
SPOT	Système Probatoire pour l'Observation de la Terre
SRTM	Shuttle Radar Topography Mission
TDX	TanDEM-X (TerraSAR-X add-on for Digital Elevation Measurements)
THR	Très Haute Résolution (~ métrique)
TIRS	Thermal Infrared Sensor (capteur Landsat 8)
TM	Thematic Mapper (capteur Landsat 4-5)
TSX	TerraSAR-X

Notations

b : Bilan de masse spécifique (généralement exprimé en m a^{-1} w.e.)

B : Bilan de masse total (généralement exprimé en m a^{-1} w.e.)

$\dot{\epsilon}$: Tenseur du taux de déformation (s^{-1})

σ : Tenseur des contraintes (Pa)

τ : Tenseur des contraintes déviatoriques (Pa)

τ_d : Contrainte (souvent appelée force) d'entraînement (Pa)

τ_b : Contrainte de frottement basal (Pa)

ρ_i : Masse volumique de la glace (917kg.m^{-3})

g : Accélération de la pesanteur (9.81m.s^{-2})

u , v et w : composantes de la vitesse (en m/an) dans un repère avec un axe x horizontal orienté dans le sens de la pente du glacier, un axe y horizontal perpendiculaire à l'axe x et un axe z orienté verticalement

V ou v lorsque cela ne prête pas à confusion : norme de la vitesse (m/an)

I_M : Image maître

I_S : Image esclave

Ω_M : Fenêtre de référence

Ω_S : Fenêtre de corrélation

Ω_r : Fenêtre de recherche

γ : taille de la fenêtre de corrélation

S : Fonction de similarité

SNR : Rapport entre le maximum de similarité et la valeur moyenne de similarité dans la fenêtre de recherche (Eq. 4.4)

MAD : Median Absolute Deviation (Déviation absolue à la médiane), voir Eq. 4.5.

SR : success rate (taux de succès), c'est-à-dire le pourcentage de points sur les glaciers ayant une estimation de vitesse.

CVV : cohérence des vecteurs vitesse (Eq. 4.8)

t_{95} : intervalle de confiance à 95% des composantes de vitesse

ACP : Analyse en Composantes Principales

Table des matières

Résumé	i
Abstract	ii
Abbréviations et notations	iii
Table des matières	vii
Introduction	1
1 Etude des glaciers de montagne : enjeux et intérêts	5
1.1 Les glaciers de montagne au sein de la cryosphère	5
1.2 Impacts et risques liés aux glaciers	7
1.2.1 Contribution au niveau des mers	7
1.2.2 Impact sur les ressources en eau	7
1.2.3 Vidange de lacs glaciaires ou de poches d'eau	8
1.2.4 Chute de séracs	8
1.2.5 Impacts économiques	9
1.3 Formation d'un glacier	9
1.3.1 Accumulation	9
1.3.2 Ablation	10
1.3.3 Bilan de masse	10
1.4 Dynamique des glaciers	11
1.4.1 Déformations et contraintes	11
1.4.2 Vitesse à l'équilibre	12
1.4.3 Force d'entraînement	14
1.4.4 Profil vertical	15
1.4.5 Forces résistantes	18
1.4.6 Relations de conservation de la masse	19
1.4.7 Réponse de la dynamique d'un glacier à un forçage climatique	19
1.4.8 Autres facteurs influant sur la dynamique d'un glacier	20
1.5 Les observables	22
1.5.1 Position du front du glacier	22
1.5.2 Superficie	22
1.5.3 Etat de surface	23
1.5.4 Bilans de masse	23
1.5.5 Volume	25
1.5.6 Vitesse d'écoulement	27
1.6 Conclusions	29
2 Apports de la télédétection spatiale pour l'étude de la dynamique des glaciers	31
2.1 Les différents capteurs	31
2.1.1 Capteurs passifs (ou optiques)	31
2.1.2 Capteurs actifs	33

2.1.3	Avantages et inconvénients	33
2.2	Méthodes appliquées à la mesure de déplacement des glaciers	37
2.2.1	Vitesse d'écoulement de surface	37
2.2.2	Variations d'épaisseur	41
2.3	Conclusions	43
3	Régions d'étude	45
3.1	Les glaciers alpins	45
3.1.1	Présentation	45
3.1.2	Evolution depuis 150 ans	46
3.2	Les glaciers himalayens	51
3.2.1	Une affaire de goût	51
3.2.2	Présentation	51
3.2.3	Evolution depuis 150 ans	53
3.3	Conclusions	60
4	Mesure des vitesses de surface des glaciers à partir de l'archive Landsat	61
4.1	Archive Landsat	61
4.2	Méthodologie	62
4.2.1	Sélection des paires	63
4.2.2	Pré-traitement	65
4.2.3	Corrélation optique	68
4.2.4	Post-traitement	71
4.2.5	Indices de performance	73
4.2.6	Incertitude	73
4.3	Application à la région du Pamir-Karakoram-Himalaya	74
4.3.1	Données	74
4.3.2	Choix des paramètres	74
4.3.3	Résultats	78
4.3.4	Apport de la fusion par rapport aux paires individuelles	79
4.3.5	Incertitude	80
4.4	Traitement de 40 ans d'archive	82
4.4.1	Vitesses annuelles	82
4.4.2	Vitesses saisonnières	86
4.5	Impact de la résolution	86
4.5.1	Comparaison 30 m - 15 m	87
4.5.2	Comparaison MSS -TM	89
4.5.3	Synthèse	93
4.6	Conclusions	93
5	Analyse de la dynamique des glaciers	95
5.1	Méthode	95
5.1.1	Probématique	95
5.1.2	Analyse par glacier	96
5.1.3	Analyse par altitude	102
5.1.4	Lien entre les variations de vitesse et d'épaisseur	102
5.1.5	Données topographiques sur les glaciers	103
5.2	Application au Pamir-Karakoram-Himalaya	104
5.2.1	Données	104
5.2.2	Analyse par glacier	105
5.2.3	Analyse par altitude	112
5.2.4	Représentativité	115
5.3	Application aux Alpes	115
5.3.1	Données	115

5.3.2	Analyse par glacier	118
5.3.3	Analyse par altitude	120
5.4	Conclusions	120
6	Mesure des variations d'élévation des glaciers	123
6.1	CryoSat-2	123
6.1.1	Fonctionnement	123
6.1.2	Analyse générale	125
6.1.3	Régions imagées par CryoSat-2	127
6.1.4	Perspectives	128
6.2	TanDEM-X	129
6.2.1	Introduction	129
6.2.2	Données	130
6.2.3	Méthode	131
6.2.4	Résultats	132
6.2.5	Conclusions et perspectives	136
6.3	Conclusions	137
	Conclusions et perspectives	139
	Table des figures	155
	Liste des tableaux	157
	Liste de publications	173
	Annexe A	175
	Annexe B	245
	Annexe C	251

Introduction

Depuis plusieurs décennies, les glaciers font l'objet d'un regain d'attention. Ce sont en effet des indicateurs très concrets qui permettent d'appréhender les effets du réchauffement climatique actuel et les changements qui ont lieu à la surface de la Terre. Le déclin des glaciers depuis 150 ans est particulièrement visible sous la forme du retrait du front ou de l'amincissement des langues glaciaires (Leclercq *et al.*, 2013). Leur distribution mondiale ainsi que leur réactivité aux évolutions du climat en font des "indicateurs pertinents" du réchauffement climatique d'après le Groupe Intergouvernemental d'experts sur l'Evolution du Climat (GIEC, Vaughan *et al.*, 2013). Par ailleurs, leur retrait a des conséquences mondiales puisque ce sont des contributeurs majeurs à l'élévation actuelle du niveau des mers. En effet, bien que les calottes polaires représentent 99 % de la glace terrestre et vont probablement dicter les variations du niveau des mers pour les prochains millénaires, les glaciers et petites calottes ont une contribution actuelle au niveau des mers de $0,71 \pm 0,08$ mm/an entre 2003 et 2008 (Gardner *et al.*, 2013), ce qui en fait les premiers contributeurs en terme de masse devant les calottes antarctique et groenlandaise ($0,59 \pm 0,20$ mm/an) (Shepherd *et al.*, 2012) et ce probablement jusqu'à la fin du siècle. La dilatation thermique des océans quant à elle serait responsable de $1,6 \pm 0,5$ mm/an (Meier *et al.*, 2007). Avec un volume total de $(166 \pm 10) \cdot 10^3$ km³, ils ont une contribution potentielle au niveau des mers de $0,41 \pm 0,03$ m (Radić & Hock, 2010). Mais le risque associé au déclin des glaciers se situe essentiellement à l'échelle locale. Ce sont en effet de formidables réservoirs d'eau douce, qu'ils accumulent sous forme de neige et de glace lors de la saison humide et restituent à la saison sèche. En l'absence de cet effet tampon, le risque d'inondation ou de sécheresse est accru (Immerzeel *et al.*, 2010). Par ailleurs, ils représentent un danger important dans les vallées de montagnes, de plus en plus urbanisées, en raison des risques de rupture de poches d'eau ou de lacs glaciaires et de chutes de séracs (Gilbert *et al.*, 2015). Enfin, ils contribuent à l'activité touristique d'une région par l'intérêt qu'ils suscitent.

Les glaciers de montagne se forment par accumulation de neige en altitude, qui se tasse et se transforme en glace. Celle-ci s'écoule dans la vallée aval sous l'effet de son poids, où elle retourne à l'état liquide en raison des températures plus élevées. Les variations de masse d'un glacier sont sensibles aux conditions climatiques, qui vont affecter les quantités de précipitations neigeuses et la fonte de surface de la glace. Le bilan de masse des glaciers, différence entre l'accumulation et l'ablation (fonte et sublimation), a atteint à l'échelle globale une valeur de -0,54 m/an en hauteur d'eau équivalent sur la période 2001-2010, sans précédent depuis les premières mesures en 1910 (Zemp *et al.*, 2015). La réponse d'un glacier à ces changements, ou dynamique des glaciers, dépend, elle, de la vitesse d'écoulement de la glace. C'est elle, en effet, qui dicte le flux de glace qui est transportée vers l'aval et la géométrie du glacier. L'amincissement observé des glaciers est donc la somme des variations climatiques et des variations de vitesse d'écoulement des glaciers. Une meilleure connaissance de cette dynamique est donc nécessaire afin d'identifier, parmi les changements observés, la contribution climatique et la réponse dynamique du glacier. Une telle connaissance permettrait également d'analyser l'évolution actuelle des glaciers et de quantifier leur évolution future. Enfin, on peut supposer que les variations de vitesse renseignent sur les variations de bilans de masse de glacier et permettre d'évaluer l'évolution passée des glaciers en l'absence d'autres sources d'information.

Parmi les méthodes de suivi des glaciers de montagne, celles utilisant la télédétection spatiale constituent un atout considérable. Elles offrent en effet depuis plusieurs décennies une couverture spatiale conséquente avec une répétition régulière d'acquisitions allant de quelques jours à quelques

mois. C'est un avantage important lorsque l'on sait que le nombre de glaciers sur Terre est estimé à environ 198 000 (Pfeffer *et al.*, 2014), un nombre bien trop important pour être suivi *in-situ*. L'archive satellitaire permet par ailleurs d'étudier les glaciers sur plusieurs décennies, c'est-à-dire sur des périodes significatives par rapport à la variabilité climatique (une climatologie est généralement estimée sur des périodes de trente ans). Nous avons à disposition aujourd'hui une archive considérable de données de télédétection. Les missions Landsat 5 et 7 ont acquis à elles seules 800 000 images de la surface de la Terre entre 1984 et 2011 (Kovalskyy & Roy, 2013). La quantité de données acquises chaque jour par la nouvelle génération des satellites Sentinel-1 et -2 est estimée à 1,6To. Par ailleurs, les politiques actuelles des différentes agences spatiales internationales sont à la libre distribution des données pour la recherche, comme le montre l'ouverture de l'archive Landsat en 2009 ou la distribution gratuite des données Sentinel par l'ESA (Wulder & Coops, 2014).

Il est possible depuis les années 90 de suivre par télédétection spatiale des variables clés de l'évolution des glaciers telles que leur étendue, les variations de volume ou les vitesses d'écoulement de surface des glaciers sur des régions entières. Ainsi, Gardner *et al.* (2013) ont pu estimer les variations de volume de l'ensemble des glaciers grâce à l'utilisation combinée de données gravimétriques et d'altimétrie laser et Gardelle *et al.* (2013) ont estimé les variations de volume des glaciers du Pamir-Karakoram-Himalaya à partir d'images stéréoscopiques SPOT-5. Rignot *et al.* (2011) ont produit une carte des vitesses d'écoulement de tout le continent Antarctique, Burgess *et al.* (2013a), Heid & Kääb (2012b) ou Scherler *et al.* (2011a) ont produit des champs de vitesse pour plusieurs centaines de glaciers. Toutefois, aucune étude n'a encore tiré profit de l'ensemble de l'archive satellite disponible afin d'étudier l'évolution temporelle des vitesses d'écoulement à des échelles régionales, ni le lien qui existe avec les variations de volume.

L'objet de cette thèse est de mieux comprendre la réponse dynamique des glaciers himalayens et alpins aux changements climatiques actuels. Cette thèse s'est contruite autour des objectifs suivants :

1. développer des méthodes robustes de mesure de la vitesse d'écoulement de surface des glaciers par télédétection spatiale à des échelles régionales ou globales,
2. appliquer ces méthodes à des archives satellites disponibles afin d'étudier la variabilité spatiale et l'évolution temporelle de ces vitesses,
3. évaluer le potentiel de nouvelles méthodes de mesure des variations d'élévation des glaciers,
4. analyser les variations de vitesse en lien avec le bilan de masse des glaciers et les variables climatiques.

Lors de cette thèse, nous nous sommes focalisés sur deux régions en particulier : le Pamir-Karakoram-Himalaya et les Alpes.

Les glaciers du Pamir-Karakoram-Himalaya, qui s'étendent du Tadjikistan au Bhoutan, en passant par le Pakistan, l'Afghanistan, la Chine, l'Inde et le Népal, représentent le plus grand volume de glace en dehors des régions polaires. Néanmoins, une erreur grossière parue dans le rapport du GIEC de 2007 (Cruz *et al.*, 2007), affirmant la disparition probable des glaciers himalayens d'ici à 2035 a montré le manque flagrant d'observations de ces glaciers et contribué au regain d'intérêt pour cette région. Cette thèse a contribué notamment à un projet Dragon, au sein d'une collaboration entre l'Agence Spatiale Européenne (ESA) et le centre national chinois de télédétection (NRSCC), dont l'objectif est le suivi des changements qui affectent les glaciers de l'Himalaya durant les dernières décennies.

Les Alpes ont été choisies car elles constituent un formidable site test afin de valider et calibrer les méthodes utilisées. Des mesures de bilan de masse ou de vitesse d'écoulement des glaciers y sont en effet effectuées depuis plus d'un siècle. Par ailleurs, les glaciers y jouent un rôle économique et sociétal important en raison des risques accrus en zones urbanisées, des systèmes hydro-électriques et de l'activité touristique qui s'y développe.

Ce document se compose de 6 chapitres.

Le **chapitre 1** décrit les notions de dynamique glaciaire qui seront abordées lors de cette thèse. Il présente tout d'abord la distribution et les conditions de formation d'un glacier. Nous aborderons ensuite les lois théoriques sur l'écoulement de la glace et la dynamique d'un glacier. Enfin, nous décrirons les différentes variables qui permettent de mesurer l'évolution temporelle d'un glacier et qui seront utilisées lors de cette thèse.

Le **chapitre 2** est une synthèse de la contribution de la télédétection spatiale au suivi des glaciers. Une première partie présente les différents systèmes dédiés à l'observation de la Terre. Les principales méthodes de télédétection appliquées au suivi des glaciers sont abordées dans une seconde partie.

Le **chapitre 3** présente les caractéristiques des glaciers des Alpes et du Pamir-Karakoram-Himalaya, ainsi que les connaissances actuelles sur leur évolution sur les 150 dernières années.

Le **chapitre 4** présente la méthodologie développée lors de cette thèse pour mesurer les vitesses de surface des glaciers par corrélation d'images à partir d'une archive satellite complète (objectif 1). Cette méthodologie est ensuite appliquée à l'ensemble de l'archive Landsat sur les Alpes et le Pamir-Karakoram-Himalaya. Les résultats obtenus sur la période 1972-2015 sont présentés dans une troisième partie (objectif 2). Enfin, les limites de la méthodologie sont examinées dans une dernière partie.

Le **chapitre 5** présente l'analyse des variations de vitesse sur le Pamir-Karakoram-Himalaya et les Alpes sur la période 1999-2015 (objectif 4). Il détaille tout d'abord la stratégie d'analyse utilisée ainsi que les incertitudes et les limites associées. Les résultats seront présentés tout d'abord pour le Pamir-Karakoram-Himalaya, où ils seront analysés au regard des variations d'élévation des glaciers observées sur la même période. Les résultats sur les Alpes seront présentés dans une dernière partie.

Le **chapitre 6** présente enfin une analyse exploratrice de deux systèmes récents de mesure d'élévation, afin de produire des données complémentaires de variation d'élévation pour l'analyse de la dynamique récente des glaciers (objectif 3). Le premier système étudié est le satellite radar altimétrique CryoSat-2 dont l'objectif primaire est la mesure de l'épaisseur de la glace de mer mais dont les caractéristiques techniques en font un bon candidat pour le suivi des variations d'élévation des glaciers de montagne. Le deuxième système est celui de la mission TanDEM-X qui a pour objectif de produire un Modèle Numérique de Terrain (MNT) global à partir des deux satellites SAR TerraSAR-X et TanDEM-X. Nous présenterons l'utilisation de ces données sur le massif du Mont-Blanc, les résultats obtenus, ainsi qu'une estimation de la pénétration du signal radar dans la neige et la glace qui est une des principales sources d'incertitude.

Le **dernier chapitre** résume les principales contributions de cette thèse avant d'aborder les perspectives ouvertes par ces travaux.

Le manuscrit est complété par 3 annexes :

L'**annexe A** présente les cartes de champs de vitesse pour 12 régions du Pamir-Karakoram-Himalaya et les périodes 1972-1981 (MSS), 1998-2003 (TM/ETM+ 30m), 1999-2003 (ETM+ 15m), 2008-2011 (TM 30m) et 2013-2015 (OLI 15m), ainsi que les variations relatives de vitesse pour les périodes 2000-2010 et 2000-2014.

L'**annexe B** présente la distribution des glaciers, des mesures de vitesse et des mesures de variations relatives de vitesse, par bandes d'altitude, pour chaque région du Pamir-Karakoram-Himalaya et la période 2000-2014.

L'**annexe C** présente les cartes de champs de vitesse pour 10 régions des Alpes et les périodes 1999-2003 (ETM+) et 2013-2015 (OLI), ainsi que les variations relatives de vitesse entre ces deux périodes.

Chapitre 1

Etude des glaciers de montagne : enjeux et intérêts

Pendant longtemps, la montagne n'attirait guère, en raison des dangers qu'elle représente ; encore moins les glaciers. Le mot "glacier" ou encore "glaciaire" plus utilisé à l'époque n'existe même pas dans le dictionnaire de 1690 (Rémy & Testut, 2006). Au XVIII^{ème} siècle, en raison de l'avancée des glaciers alpins à la fin du petit âge de glace, les peintres, naturalistes et géographes ont eu un regain d'intérêt pour ces structures de glace qui s'avançaient jusqu'au milieu d'une vallée fleurie. Il fallut néanmoins encore de nombreuses années avant que l'on admette que la glace provenait des hautes altitudes et qu'elle se mouvait. C'est au XX^{ème} siècle que les premières lois sur l'écoulement de la glace et des glaciers voient le jour.

L'objectif de ce chapitre est de présenter les notions de dynamique glaciaire qui seront abordées lors de cette thèse. Nous présenterons tout d'abord la distribution et les conditions de formation des glaciers avant d'aborder les notions théoriques de l'écoulement de la glace et de la dynamique des glaciers. Enfin, nous décrirons les différentes variables qui permettent de quantifier l'évolution temporelle d'un glacier.

1.1 Les glaciers de montagne au sein de la cryosphère

La cryosphère est l'ensemble des portions de surface terrestre où l'eau est présente sous forme solide. Elle inclut les lacs et les rivières gelés, le pergélisol, la banquise, les glaciers de montagne, les calottes glaciaires et les inlandsis. Bien que l'eau solide ne représente que 2 % de l'hydrosphère (Williams & Hall, 1993), elle constitue 87 % des réserves d'eau douce (?). Or, seule l'eau douce est utilisable directement pour les besoins humains.

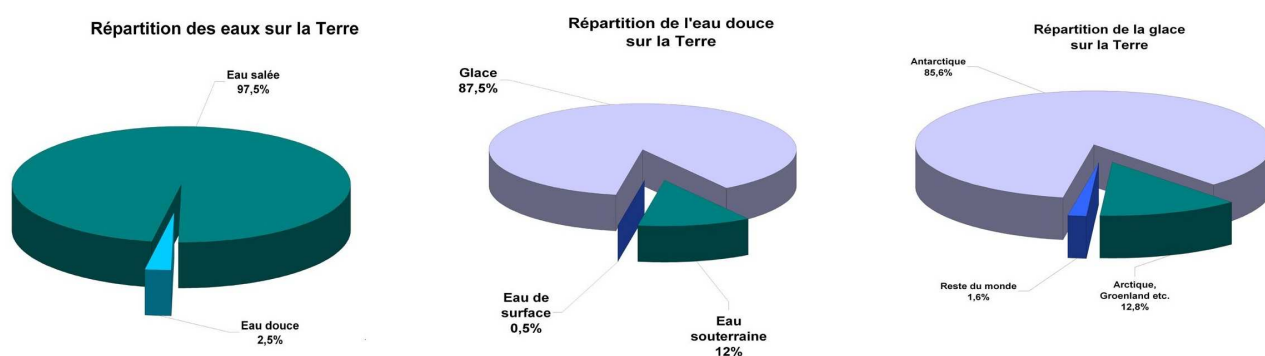


FIGURE 1.1 – Répartition des ressources en eau (tiré du site de Sylvain Coutterand – www.glaciers-climat.com)

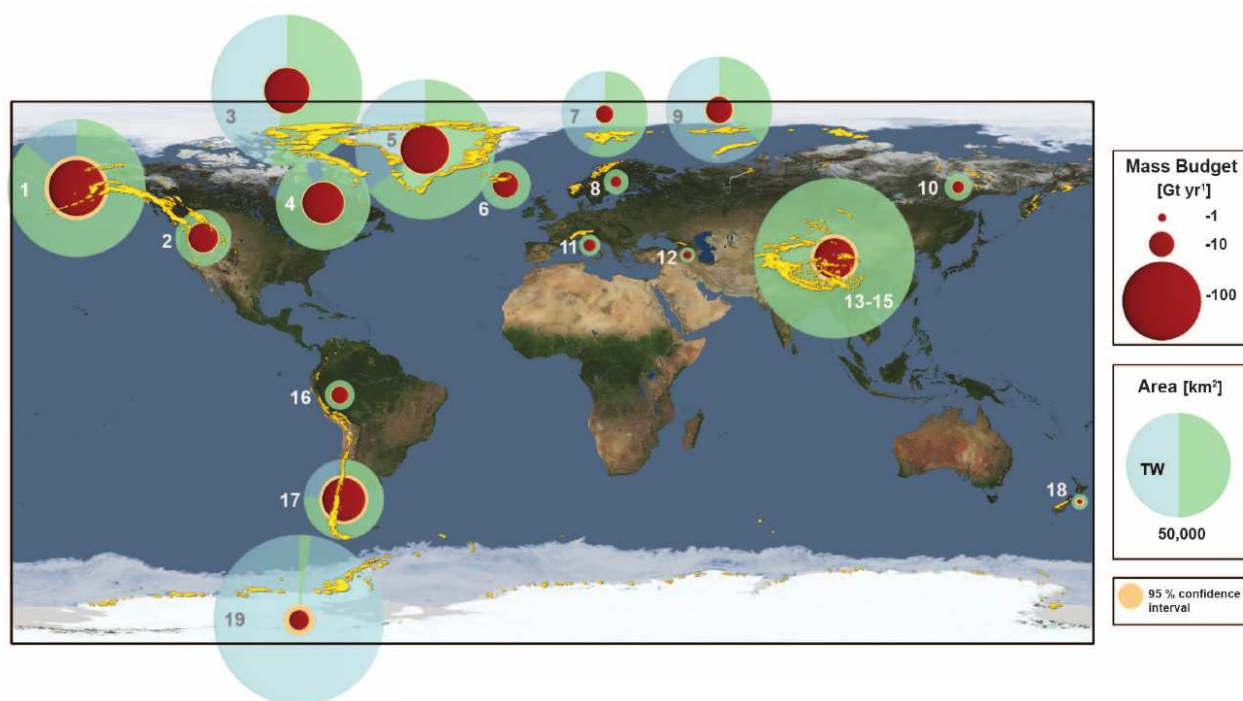


FIGURE 1.2 – Répartition des glaciers sur le globe. Les ronds rouges représentent le bilan de masse régional des glaciers sur la période 2003-2009 et les ronds bleus l'aire des glaciers, avec en bleu claire la proportion de glaciers à terminaison marine (TW) (Gardner *et al.*, 2013).

Par ailleurs, elle fait partie intégrante du système climatique, elle est influencée et influence simultanément le climat mondial par de nombreuses interactions : échanges thermiques glace-atmosphère, glace-océan ou encore modification de l'albédo. Il est donc important de comprendre son évolution passée et future, notamment dans un contexte de changement climatique.

Au sein de la cryosphère, on distingue généralement :

- les inlandsis, qui sont une grande étendue de glace de surface supérieure à 50 000 km². La glace se forme par tassement de la neige dans la zone d'accumulation, mais le déplacement se fait par fluage plutôt que par glissement, la pente étant généralement trop faible. Ils sont actuellement au nombre de deux : Antarctique et Groenland.
- les calottes glaciaires, qui ont une superficie inférieure à 50 000 km² mais dont les caractéristiques, notamment l'écoulement radial de la glace, les rapprochent des inlandsis.
- les glaciers, qui peuvent exister à des latitudes beaucoup plus basses car ils se forment en haute altitude (ex : les glaciers de l'Antisana dans les Andes sont situés sous l'équateur à 0°28S mais culminent à 5704 m).

Les glaciers et calottes ne représentent que 1 % de la cryosphère, pour un volume total estimé à $(166 \pm 10) \cdot 10^3$ km³, ce qui correspond à une contribution potentielle au niveau des mers de $0,41 \pm 0,03$ m (Radić & Hock, 2010). Ils se forment dans des régions froides, propices aux précipitations solides, par accumulation de neige qui se tasse et forme de la glace. Celle-ci s'écoule alors sous l'effet de son propre poids jusqu'à des régions où la température dépasse généralement 0 °C. Les facteurs qui permettent l'existence d'un glacier sont nombreux : latitude, altitude, orientation, circulation atmosphérique, apport de précipitations. La distribution géographique des glaciers est donc très diverse (*cf.* figure 1.2) et ceux-ci sont soumis à des forçages climatiques différents, ce qui rend leur étude plus complexe mais intéressante d'un point de vue climatologique.

On peut classer les glaciers selon leur morphologie (glacier de vallée, glacier suspendu, dôme...) ou selon leurs caractéristiques thermiques. On distingue ainsi les glaciers froids, pour lesquels la tem-

pérature de l'ensemble du glacier est toujours inférieure à la température de fusion de la glace (0 °C à la pression atmosphérique, plus basse à la base du glacier), des glaciers tempérés pour lesquels la température est homogène et proche de la température de fusion excepté pour la couche de surface qui est soumise aux variations de température de l'atmosphère. Toutefois un glacier peut appartenir à ces deux catégories à la fois. Un glacier de montagne, comme le glacier des Bossons dans le massif du Mont-Blanc, prend "naissance" à 4810 m où la glace est à -18 °C et termine sa course quasiment dans la vallée de Chamonix à 0 °C. Ces glaciers dits tempérés sont donc fortement sensibles aux variations climatiques rapides (de l'ordre de la décennie); cela conjugué à leur large distribution géographique en font des indicateurs pertinents des changements climatiques actuels (Oerlemans & Fortuin, 1992; Church *et al.*, 2001) c'est pourquoi ils font l'objet de nombreuses études et en particulier de cette thèse.

1.2 Impacts et risques liés aux glaciers

Par leur rôle dans le cycle hydrologique ainsi que leur dynamique, les glaciers peuvent avoir un impact aussi bien sur les activités humaines locales qu'à une échelle globale. Par ailleurs, ces risques sont susceptibles d'augmenter avec le réchauffement global. Il est donc important de les connaître et c'est pour cela que nous en présentons une liste non-exhaustive ici.

1.2.1 Contribution au niveau des mers

Le principal apport de masse dans les océans provient de la glace terrestre, par fonte et vêlage d'iceberg (Church *et al.*, 2011). Bien que les calottes polaires représentent 99 % de la glace terrestre et vont dicter les variations du niveau des mers pour les prochains millénaires, les glaciers et petites calottes ont une contribution potentielle au niveau des mers de $0,41 \pm 0,03$ m (Radić & Hock, 2010). De plus, leur contribution actuelle au niveau des mers est de $0,71 \pm 0,08$ mm/an entre 2003 et 2009 (Gardner *et al.*, 2013), ce qui en fait les premiers contributeurs devant les calottes Antarctique et Groenlandaise ($0,59 \pm 0,20$ mm/an) (Shepherd *et al.*, 2012). Le réchauffement des océans quant à lui serait responsable de $1,6 \pm 0,5$ mm/an (Meier *et al.*, 2007). Enfin, en raison de la vulnérabilité particulière des glaciers de montagne aux variations climatiques, les modèles estiment leur impact très important jusqu'à la fin du siècle avec une contribution totale en 2100 de 155 à 216 mm selon le scénario d'émission de gaz à effet de serre (Radić *et al.*, 2014).

1.2.2 Impact sur les ressources en eau

Les glaciers jouent un rôle tampon dans le cycle hydrologique, en stockant de l'eau sous forme solide pendant les périodes de fortes précipitations qu'ils restituent sous forme liquide à la saison sèche. Ainsi, en Himalaya, les 5 grandes fleuves que sont l'Indus, le Gange, le Brahmapoutre, le Yangtze et le Jaune prennent leur source à partir de l'eau de fonte des glaciers et alimentent les besoins en eau de 1.4 milliard de personnes. Le déclin des glaciers pourrait entraîner dans les prochaines décennies des crues importantes et des glissements de terrain (Church *et al.*, 2001). En revanche sur le long terme, la réduction de la taille et du nombre de glaciers empêchera qu'ils jouent leur rôle régulateur de débit. L'Indus et le Brahmapoutre sont les plus dépendants des glaciers avec une contribution des eaux de fonte au débit final de 150 % pour l'Indus (>100 % en raison des pertes par évaporation) et 27 % pour le Brahmapoutre (Immerzeel *et al.*, 2010). Les prévisions estiment que la réduction du débit de ces fleuves pendant la saison sèche pourrait impacter les ressources en eau de 60 millions de personnes d'ici 2050. Des conclusions similaires peuvent être faites pour d'autres massifs comme les Andes où l'eau de fonte alimente les besoins en eaux de villes comme La Paz et les cultures de l'Altiplano en Bolivie (Ribstein *et al.*, 1995).

Il est donc évident que le retrait des glaciers aura un impact significatif sur les ressources mondiales en eau douce et créera des déséquilibres. C'est pourquoi il est primordial pour la recherche en glaciologie



FIGURE 1.3 – Conséquences d’une crue glaciaire dans le village de Halji, à l’ouest du Népal

de prévoir et anticiper ces changements.

1.2.3 Vidange de lacs glaciaires ou de poches d’eau

En s’écoulant, les glaciers emportent des blocs de rochers qui s’accumulent et constituent des moraines (*cf.* Figure 1.5) qui créent des digues naturelles. L’eau de fonte des glaciers peut ainsi se retrouver piégée et former des lacs en aval (ils sont alors dits pro-glaciaires) ou sur les glaciers (supra-glaciaires). La rupture de la barrière morainique suite à la chute d’un bloc de glace ou la fonte de la glace morte qui assure l’étanchéité de la moraine peut provoquer des vidanges rapides de ces lacs qui inondent alors la vallée en aval en quelques minutes ou quelques heures (*cf.* Figure 1.3). Ainsi le débordement de la lagune Palcacocha au Pérou a détruit une partie de la ville de Huaraz en 1941, causant 7000 disparus.

De même, l’eau de fonte peut s’accumuler dans une poche d’eau sous le glacier (sous-glaciaire) ou à l’intérieur (intra-glaciaire). Ce risque est donc propre aux glaciers tempérés ou polythermiques et il est beaucoup plus difficile à prévoir puisque souvent la poche d’eau n’est détectée qu’au moment de la vidange. En 1882, une poche d’eau de 200000 m³ d’eau au sein du glacier de la Tête-Rousse s’est vidangée en emportant glace, rochers et débris. La crue torrentielle a détruit une partie du village du Fayet près de Saint-Gervais, à une vitesse estimée à 14 m/s, faisant près de 200 morts (Vincent *et al.*, 2012).

Les glaciers se développant dans des régions montagneuses et souvent peu peuplées ou urbanisées, ces risques sont nettement moins importants que les séismes ou les tsunamis, mais ils sont susceptibles de s’accroître avec les changements climatiques et l’urbanisation des régions montagneuses.

1.2.4 Chute de séracs

Lors d’une forte rupture de pente, la rigidité de la glace implique que le glacier se fracture en une succession de blocs de glace instables appelés séracs (*cf.* figure 1.4). Ils peuvent atteindre des tailles impressionnantes comparables à un immeuble de plusieurs étages. Lors de leur chute, ils peuvent entraîner avec eux des alpinistes ou randonneurs malheureux, ou dans les cas les plus graves, déclencher des avalanches qui peuvent détruire des habitations, comme c’est le cas pour la zone de séracs du glacier du Tacconnaz dans le massif du Mont-Blanc.



FIGURE 1.4 – Séracs sur le glacier de l'Argentière dans le massif du Mont-Blanc

1.2.5 Impacts économiques

Au delà du coût lié aux risques cités précédemment, les glaciers ont également un impact économique important. De nombreux pays dépendent fortement de l'énergie hydro-électrique (Norvège, Suisse, Islande, Canada, Bolivie, Népal) dont l'apport en eau est dû en partie à la présence des glaciers. Avec le retrait des glaciers et la réduction des débits lors des saisons les plus sèches, c'est tout le secteur qui est menacé avec les impacts énergétiques que cela implique. L'irrigation et l'agriculture sont également menacées par ces réductions de débits.

Enfin, les glaciers attirent de nombreux touristes chaque année. Ainsi, le site du Montanvers et la grotte de la Mer de Glace accueillent 300000 visiteurs par an et le site de la Vallée Blanche est emprunté par 80000 skieurs par an. Le ski d'été est également menacé par le retrait des glaciers : en Bolivie, l'unique station de ski sur le glacier de Chacaltaya (la plus haute du monde!) a fermé sa remontée mécanique alors que le glacier disparaissait en 2009, six ans avant la disparition prévue par la communauté scientifique ("Chacaltaya was my bride in white, now she's dressed for a funeral" Alfredo Martinez). En France, on comptait six stations de ski d'été dans les années 80 mais l'on n'en compte dorénavant plus que 4 en 2015 après la fermeture de Val Thorens (1992) et La Plagne (2005). En 2005, la station de ski d'Andermatt en Suisse a même décidé de couvrir d'une bâche le glacier du Gurschen pour en réduire la fonte. Ceci est un exemple frappant de notre impuissance à limiter les conséquences du réchauffement climatique dont nous sommes incapables de maîtriser les causes.

1.3 Formation d'un glacier

1.3.1 Accumulation

Les glaciers de montagne prennent naissance en altitude, dans les régions où l'apport de neige est supérieur aux pertes, et où celle-ci persiste donc toute l'année. Cette zone où l'apport de neige est supérieur à la fonte est appelée zone d'accumulation (Figure 1.5). L'apport de neige se fait principalement par les précipitations mais également par avalanche depuis les pentes voisines, transport par le vent ou encore le regel de la pluie. L'accumulation de neige à la fin de l'hiver est généralement de l'ordre de plusieurs mètres (Benn & Lehmkuhl, 2000; Braithwaite, 2002). La neige, de densité $\sim 0,1-0,2$, va ensuite se transformer en quelques mois sous l'effet de la température, de la compaction et des cycles de fonte-regel jusqu'à former un névé, de densité plus importante. La transformation en glace sera plus lente et c'est sa densité ($> 0,83$) et l'absence de circulation d'air qui distinguent la glace du névé.

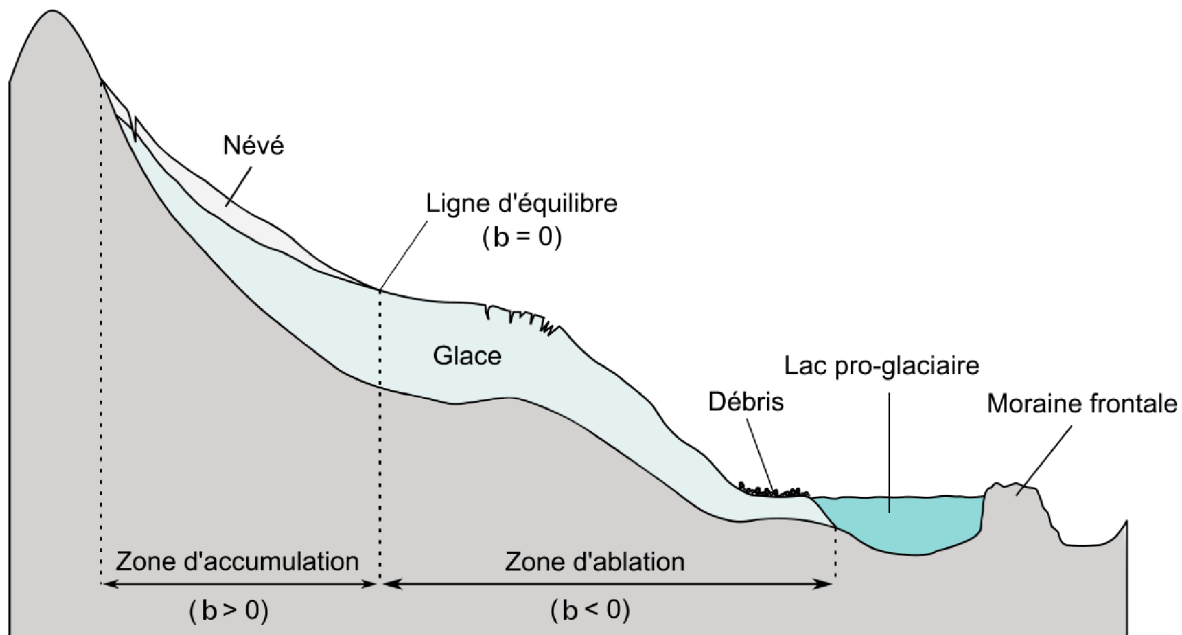


FIGURE 1.5 – Schéma d'un glacier : la zone d'accumulation est la zone où le bilan de masse spécifique b est positif et où le névé persiste toute l'année. La glace s'écoule ensuite vers la zone d'ablation en emportant avec elle des débris qui vont former la moraine. La fonte de la glace peut entraîner la formation d'un lac glaciaire (Gardelle, 2012).

1.3.2 Ablation

La glace s'écoule ensuite sous l'effet de son propre poids jusqu'à plus basse altitude dans la zone d'ablation, c'est-à-dire la région où le glacier perd de la masse. Le glacier peut perdre de la masse selon différents processus :

- la fonte : celle-ci a principalement lieu en surface, ou à la base en présence de géothermie, lorsque le bilan d'énergie est positif et que la température de la glace atteint la température de fusion. Elle atteint typiquement plusieurs mètres équivalent eau sur la partie basse du glacier Benn & Lehmkuhl (2000); Vincent *et al.* (2005).
- la sublimation : lorsque l'air est très sec, l'eau passe directement de l'état solide à l'état gazeux. Toutefois ce changement d'état nécessite 8 fois plus d'énergie que la fonte.
- la neige est chassée par le vent.
- par vélage d'iceberg lorsque le glacier termine sa course dans la mer ou un lac pro-glaciaire.

Les processus de fonte et de sublimation dépendent du bilan énergétique du glacier. Ce dernier est la somme du bilan radiatif (rayonnement solaire et atmosphérique apportant de l'énergie, perte par réflexion du rayonnement solaire et émission de rayonnement infrarouge) et des flux de chaleur (latente, sensible, géothermique). L'état de surface de la glace est donc un facteur important, en particulier son albédo (rapport entre l'énergie lumineuse réfléchie et l'énergie lumineuse reçue). La limite entre la zone d'accumulation et d'ablation est appelée ligne d'équilibre.

1.3.3 Bilan de masse

On a vu qu'un glacier échange de la masse avec son environnement (l'atmosphère, le sol, le système hydrologique), chaque parcelle de la surface d'un glacier (et la colonne de glace située dessous) subit donc des variations de masse, c'est le bilan de masse spécifique b :

$$b = \text{accumulation} - \text{ablation} \quad (1.1)$$

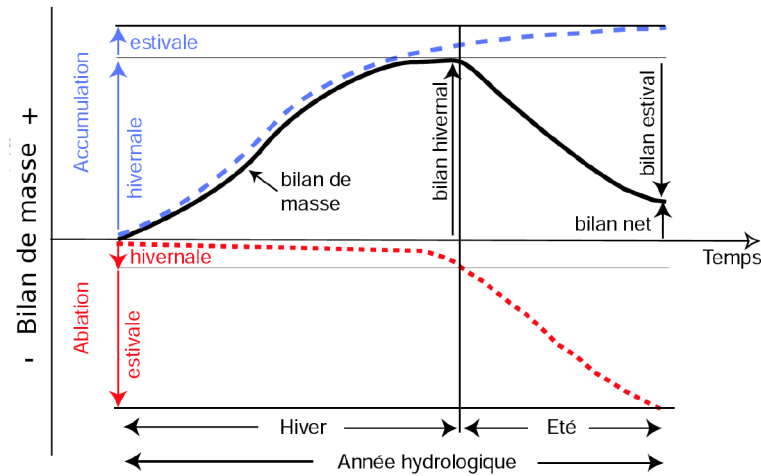


FIGURE 1.6 – Définition des principales composantes du bilan de masse et son cycle annuel, pour un glacier des Alpes (d'après Berthier (2005))

Il peut s'exprimer en $kg.m^{-2}.a^{-1}$, c'est la masse de glace gagnée/perdue par unité de surface. On l'exprime plus fréquemment en hauteur de glace équivalente, c'est-à-dire la variation de hauteur que l'on observerait si le volume gagné/perdu avait la masse volumique de la glace ($917 kg.m^{-3}$) exprimée en $m.a^{-1}$, ou en hauteur d'eau équivalent (masse volumique $1000 kg.m^{-3}$), exprimé en $m.a^{-1}$ w.e..

Pour calculer le bilan de masse total du glacier, il suffit d'intégrer le bilan de masse spécifique sur toute la surface S du glacier. Le résultat est généralement exprimé par unité de surface :

$$B = \frac{1}{S} \int_S b ds \quad (1.2)$$

Le bilan de masse annuel est calculé sur une année hydrologique (1er octobre au 30 septembre de l'année suivante dans l'hémisphère nord) mais il varie aussi au cours de l'année (Figure 1.6). Quand c'est possible, on calcule donc également un bilan de masse hivernal, calculé d'octobre à mai, et un bilan estival de mai à septembre. Dans les Alpes, il est positif en hiver car l'accumulation domine largement l'ablation (celle-ci est faible en raison du faible rayonnement incident et de l'albédo élevé de la neige). Il est négatif en été et dominé par l'ablation. Sur le schéma de la figure 1.6, l'accumulation dépasse l'ablation et le bilan de masse annuel est positif. Pour de nombreux glaciers de l'Himalaya, où l'apport principal de précipitations se fait pendant la mousson de juin à octobre, le cycle annuel du bilan de masse est différent, avec une forte accumulation et ablation pendant les mois d'été.

Par ailleurs, en raison du gradient vertical de température, la glace se forme essentiellement à haute altitude et fond à basse altitude. Un glacier est donc en déséquilibre constant entre une zone qui gagne de la masse et une zone qui en perd, il ne peut donc être stable que par l'existence d'un écoulement de la zone d'accumulation vers la zone d'ablation. Il existe un lien fort entre la masse d'un glacier, la topographie et sa vitesse d'écoulement, lien qui constitue la dynamique du glacier.

1.4 Dynamique des glaciers

1.4.1 Déformations et contraintes

Avant d'aborder le sujet passionnant de la dynamique glaciaire, il est nécessaire de rappeler quelques notions (tout à fait élémentaires!) de mécanique.

Le tenseur du taux de déformation vise à caractériser en un point la variation de longueur d'un élément de volume suite à une déformation. En faisant l'hypothèse de petites déformations, il s'obtient

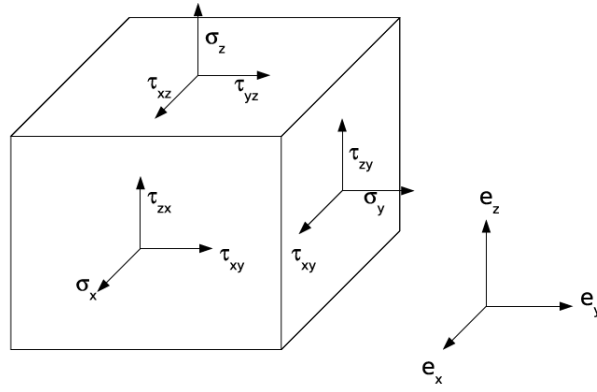


FIGURE 1.7 – Composantes du tenseur des contraintes s'appliquant sur un cube élémentaire (Schäfer, 2007)

à partir des dérivées spatiales des composantes de la vitesse u :

$$\dot{\epsilon}(u) = \frac{1}{2}(\nabla u + \nabla u^t) \quad (1.3)$$

avec ∇ l'opérateur nabla. Dans un système de coordonnées cartésiennes, chaque composante de cette matrice 3x3 s'écrit donc :

$$\dot{\epsilon}_{ij} = \frac{1}{2} \left(\frac{\partial u_i}{\partial x_j} + \frac{\partial u_j}{\partial x_i} \right) \quad (1.4)$$

Le tenseur des contraintes, noté σ caractérise l'état de contrainte du volume. C'est également une matrice 3x3 qui définit pour chaque volume élémentaire du milieu, les contraintes exercées dans chaque direction. Considérons par exemple un cube élémentaire de glace comme celui représenté sur la figure 1.7. Sur chaque face du cube s'exerce une contrainte normale d'étirement, notée σ_i , et deux contraintes tangentielles de cisaillement, notées τ_{ij} . Le tenseur des contraintes peut se décomposer en deux éléments :

- la partie sphérique qui correspond à la contrainte normale ou pression isostatique :

$$P = -\frac{1}{3}(\sigma_x + \sigma_y + \sigma_z) \quad (1.5)$$

- le tenseur déviatorique qui décrit les déviations par rapport à l'état isotrope, de composantes :

$$\tau_{ij} = \sigma_{ij} + P\delta_{ij} \quad (1.6)$$

avec δ_{ij} le symbole de Kronecker qui vaut 1 si $i = j$ et 0 sinon.

Par la suite, nous considérerons un repère avec un axe x horizontal orienté dans le sens de la pente du glacier, un axe y horizontal perpendiculaire à l'axe x et un axe z orienté verticalement. On nomme u , v et w les composantes respectives de la vitesse.

1.4.2 Vitesse à l'équilibre

Les variations de masse en chaque point d'un glacier sont donc la somme des échanges de masse avec l'extérieur et du flux de glace. Considérons par exemple un bassin drainant d'aire A qui transite à travers une section Y d'épaisseur H (cf. Figure 1.8). Les variations de masse de ce bassin sont la somme des échanges de masse avec l'extérieur et du flux de glace :

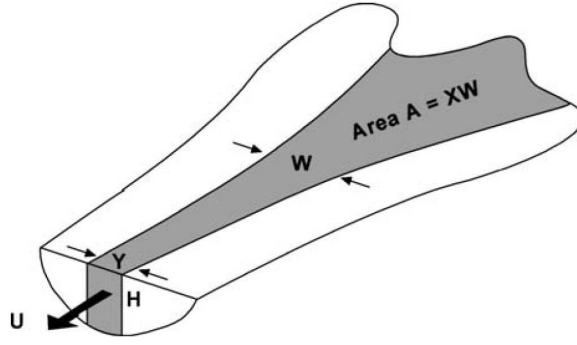


FIGURE 1.8 – Schéma d'une section de glacier (Cuffey & Paterson, 2010)

$$\frac{dM}{dt} = \int_A \rho_i b dA - \int_Y Q dy \quad (1.7)$$

où M est la masse du bassin A , b le bilan de masse spécifique et ρ_i la masse volumique de la glace en chaque point de A et Q le flux de masse par unité de longueur transverse :

$$Q = \int_{z_b}^{z_s} \rho(z) u(z) dz = \bar{\rho} \bar{u} H \quad (1.8)$$

avec $u(z)$ la vitesse du glacier à la profondeur z , z_b et z_s l'altitude respectivement du socle rocheux et de la surface. En considérant une colonne de glace de densité uniforme $Q = \rho_i \bar{u} H$, où \bar{u} est la vitesse intégrée verticalement au point y .

Dans la plupart des cas, même lorsque le glacier répond à des variations climatiques, le terme de variation de masse totale $\frac{dM}{dt}$ est faible et on peut supposer $\frac{dM}{dt} = 0$. En combinant les équations 1.7 et 1.8, on obtient :

$$\rho_i \int_A b dA = \rho_i \bar{b} A = \rho_i H U_B Y \quad (1.9)$$

avec \bar{b} le bilan de masse spécifique moyen sur le bassin d'aire A . Cette relation signifie que le flux de glace à travers la section Y doit compenser l'accumulation sur le bassin A . Cela permet de définir U_B , appelée vitesse à l'équilibre, qui est la vitesse intégrée verticalement qui permet de redistribuer la masse d'un glacier de l'amont vers l'aval. Cette relation a plusieurs implications :

- dans la zone d'accumulation $\bar{b} > 0$. Lorsque l'on progresse vers l'aval, l'aire A du bassin drainant augmente et donc U_B augmente.
- dans la zone d'ablation $\bar{b} < 0$ et U_B diminue lorsque l'on progresse vers l'aval.
- la vitesse est modulée par l'épaisseur : le flux de glace peut être accommodé soit en faisant varier U_B , soit en variant l'épaisseur.

La figure 1.9 montre un exemple de profil de vitesse le long de la ligne centrale du glacier McCall en Alaska, avec une augmentation progressive de la vitesse lorsque l'on progresse vers l'aval, jusqu'à un maximum d'environ 20 m/an puis une diminution progressive de la vitesse vers la langue terminale.

Ce profil de vitesse a également une implication sur la vitesse verticale du glacier. Dans la zone d'accumulation, puisque la vitesse augmente vers l'aval ($\frac{\partial u}{\partial x} > 0$), la glace est étirée de façon longitudinale. Pour un glacier de montagne, contraint par les bords de la vallée, cela est compensé par un amincissement de la colonne de glace. De la même manière, en zone d'ablation, la compression longitudinale de la glace ($\frac{\partial u}{\partial x} < 0$) s'accompagne d'un étirement vertical. Il existe donc une composante verticale de vitesse qui doit respecter l'incompressibilité de la glace :

$$\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial w}{\partial z} = 0 \quad (1.10)$$

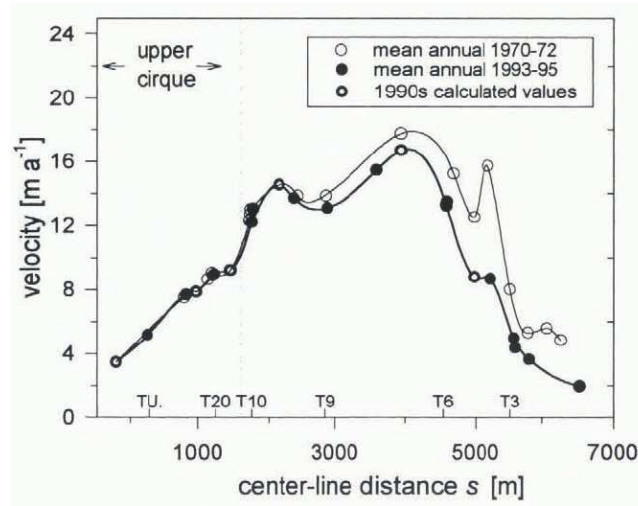


FIGURE 1.9 – Vitesse de surface mesurée le long de la ligne centrale du glacier McCall en Alaska (extrait de Rabus & Echelmeyer (1997))

La vitesse verticale est donc gouvernée par les gradients horizontaux de vitesse, en tout point z de la colonne de glace :

$$w(z) = w_b - \int_{z_b}^z \left(\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} \right) dz \quad (1.11)$$

où w_b est la vitesse verticale à la base du glacier (souvent négligeable sauf si le glacier glisse rapidement sur un socle très pentu). Elle est négative dans la zone d'accumulation et compense l'accumulation, sans quoi le glacier s'élèverait sans arrêt. Elle est positive dans la zone d'ablation et compense la baisse de la surface par ablation. On appelle vitesse d'émergence, la composante perpendiculaire à la surface du glacier (c'est-à-dire en corrigeant des variations d'altitude liées à l'écoulement dans une pente) :

$$w_e = w_s - u_s \frac{\partial z_s}{\partial x} - v_s \frac{\partial z_s}{\partial y} \quad (1.12)$$

avec (u_s, v_s, w_s) la vitesse d'un point de la surface du glacier. Dans la zone d'accumulation c'est en fait une vitesse de submergence.

Mais la vitesse d'écoulement du glacier ne dépend pas que du flux de glace. Il existe une relation entre la vitesse d'écoulement et l'épaisseur du glacier qui est contrainte par les forces qui s'exercent sur le glacier et les lois de déformation de la glace.

1.4.3 Force d'entraînement

Quel est donc le moteur de l'écoulement des glaciers ? Puisque les glaciers s'écoulent de haut en bas, vous l'aurez deviné, il s'agit de la gravité ! Pour s'en convaincre, considérons un glacier plan d'épaisseur H , de masse volumique ρ_i , sur une surface inclinée de pente α (cf. Figure 1.10a). La force gravitationnelle qui s'exerce sur une colonne perpendiculaire au plan du glacier, d'aire unité, a une projection parallèle au plan :

$$\tau_d = \rho_i g H \sin(\alpha) \quad (1.13)$$

Ce terme est appelé force d'entraînement. Cette force est compensée par le frottement de la glace sur le socle rocheux ou frottement basal :

$$\tau_b = f' \tau_d \quad (1.14)$$

où $f' \sim 1$.

Considérons maintenant un glacier avec une pente α reposant sur un socle plat (cf. Figure 1.10b). Soit une colonne ABCD de largeur unité, elle est soumise à une force de pression hydrostatique

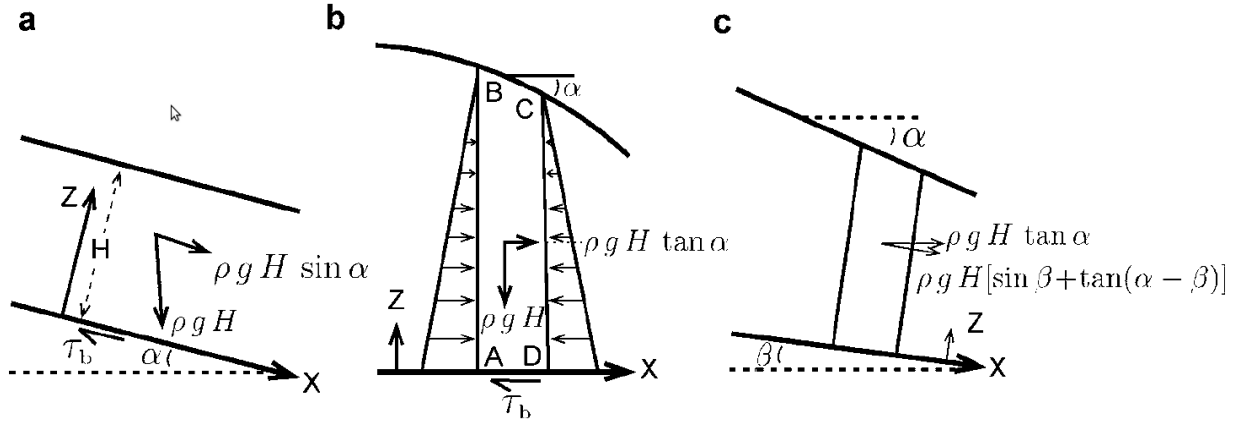


FIGURE 1.10 – Forces gravitationnelles composant la force d'entraînement : (a) composante du poids parallèle à la pente (b) gradient des forces de pression (c) combinaison des deux (Cuffey & Paterson, 2010)

$p = \rho_i g z$. L'intégration sur la paroi AB donne la force totale :

$$F_{AB} = \int_A^B \rho_i g z dz = \frac{1}{2} \rho_i g H^2 \quad (1.15)$$

La force sur CD vaut :

$$F_{CD} = \int_C^D \rho_i g z dz = \frac{1}{2} \rho_i g H^2 + \frac{d}{dx} \left(\frac{1}{2} \rho_i g H^2 \right) = F_{AB} + \rho_i g H \frac{dH}{dx} \quad (1.16)$$

Ce gradient de force est compensé à nouveau par le frottement basal :

$$\tau_d = -\rho_i g H \frac{dH}{dx} = \rho_i g H \tan(\alpha) = \frac{\tau_b}{f'} \quad (1.17)$$

La gravité pousse donc le glacier dans le sens de la pente, vers le bas.

Considérons enfin le modèle complet (*cf.* Figure 1.10c). On somme les deux termes précédents qui sont compensés par la force de friction basal :

$$\tau_d = \rho_i g H \sin(\beta) - \rho_i g H \frac{dH}{dx} = \frac{\tau_b}{f'} \quad (1.18)$$

Pour des petits angles, $\sin(\beta) \sim \beta$ et $\frac{dH}{dx} = \tan(\alpha - \beta) \sim \alpha - \beta$, on obtient donc :

$$\tau_d = \rho_i g H \alpha \quad (1.19)$$

Cette relation implique que la contrainte de cisaillement est déterminée par la pente de la surface uniquement. La glace s'écoule dans la direction de la plus grande pente, même si le socle à une pente opposée (pour des distances plusieurs fois supérieures à l'épaisseur de la glace). De plus, à densité constante, la force d'entraînement varie linéairement avec la profondeur, de 0 à la surface à τ_b à la base :

$$\tau_d(z) = \tau_b \left[1 - \frac{z}{H} \right] \quad (1.20)$$

1.4.4 Profil vertical

Loi de Glen et Glen généralisée



FIGURE 1.11 – Bandes de Forbes sur la Mer de Glace, ces alternances de glace claire et sombre, montrant la forme d’ogive typique de l’écoulement de la glace (Photo issue du site internet de GLACIOCLIM)

La capacité de la glace à se déformer a été mise en évidence en observant la distribution des structures sur la surface des glaciers (par exemple les bandes de Forbes sur la Mer de Glace, Figure 1.11). A des échelles de temps de l’ordre du mois, la glace se déforme comme un fluide visqueux incompressible. Des études expérimentales menées par John Glen ont montré que pour une contrainte classique d’un écoulement glaciaire (50-150kPa), la relation entre la contrainte de cisaillement dominante τ et la déformation de cisaillement $\dot{\epsilon}$ s’écrit :

$$\dot{\epsilon} = A\tau^n \quad (1.21)$$

Loi de Glen

où n est généralement proche de 3 [1.5-4.2] et A , le coefficient de Glen, homogène à l’inverse d’une viscosité, dépend de la température, des grains de glace, des impuretés... La glace est donc un fluide non-newtonien et la valeur $n=3$ est justifiée notamment par le profil vertical de vitesse v (cf. Figure 1.12).

Seulement, la loi de Glen n’est valide que pour une seule composante de contrainte, ce qui est rarement le cas dans un glacier. Nye a supposé que chaque composante de déformation était proportionnelle à la même composante de tenseur déviatorique, hypothèse qui contient le critère d’incompressibilité de la glace : $\epsilon_{jk} = \lambda\tau_{jk}$. En utilisant le 2^{ème} invariant des tenseurs :

$$\begin{aligned} \dot{\epsilon}_E^2 &= \frac{1}{2}(\dot{\epsilon}_{xx}^2 + \dot{\epsilon}_{yy}^2 + \dot{\epsilon}_{zz}^2) + \dot{\epsilon}_{xy}^2 + \dot{\epsilon}_{xz}^2 + \dot{\epsilon}_{yz}^2 \\ \dot{\tau}_E^2 &= \frac{1}{2}(\tau_{xx}^2 + \tau_{yy}^2 + \tau_{zz}^2) + \tau_{xy}^2 + \tau_{xz}^2 + \tau_{yz}^2 \end{aligned} \quad (1.22)$$

qui doivent vérifier la loi de Glen : $\dot{\epsilon}_E = A\tau_E^n$ et par hypothèse : $\dot{\epsilon}_E = \lambda\tau_E$, on obtient :

$$\dot{\epsilon}_{jk} = A\tau_E^{n-1}\tau_{jk} \quad (1.23)$$

Loi de Glen généralisée

Profil vertical de vitesse

On suppose l'écoulement laminaire (les lignes d'écoulement sont parallèles), la seule composante du tenseur de contrainte non nulle est τ_{xz} (c'est la force d'entraînement vue plus haut), on a donc $\tau_E^2 = \tau_{xz}^2$. D'après la loi de Glen généralisée :

$$\epsilon_{xz} = \frac{1}{2} \frac{du}{dz} = A \tau_{xz}^n \quad (1.24)$$

En utilisant l'équation 1.20, on obtient :

$$u(z) = u_b + \int_0^z 2A \tau_b^n \left(1 - \frac{z'}{H}\right)^n dz' \quad (1.25)$$

avec u_b la vitesse de glissement basal, soit :

$$u(z) = u_b + \frac{2A}{n+1} \tau_b^n H \left(1 - \left(1 - \frac{z}{H}\right)^{n+1}\right) \quad (1.26)$$

Avec $n=3$ et $\tau_b = \rho_i g H \alpha$, on obtient :

$$u(z) = u_b + \frac{A}{2} (\rho_i g \alpha)^3 H^4 \left(1 - \left(1 - \frac{z}{H}\right)^4\right) \quad (1.27)$$

Le profil de vitesse théorique est bien validé expérimentalement (Figure 1.12).

La vitesse de surface théorique est donc :

$$u_s = u_b + \frac{A}{2} (\rho_i g \alpha)^3 H^4 \quad (1.28)$$

C'est la somme de la vitesse basale et d'un terme de déformation, qui dépend des propriétés de la glace (A), de la pente (α) et de l'épaisseur de glace (H). Pour un glacier tempéré, A peut être considéré constant, de valeur $2.4 \times 10^{-24} s^{-1} Pa^{-3}$. Si l'on connaît la pente (qui est un paramètre facile à mesurer), on peut relier la vitesse de surface à l'épaisseur du glacier, à condition de bien estimer le glissement basal u_b .

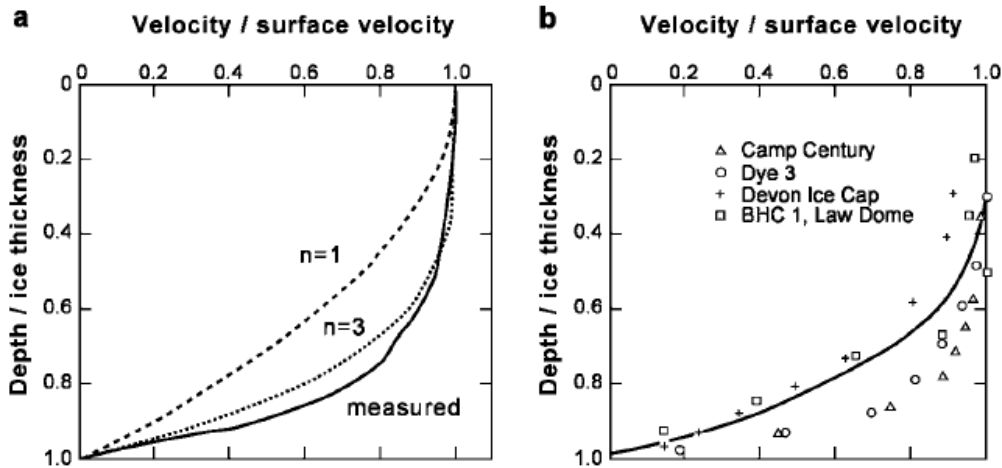


FIGURE 1.12 – Profil verticaux de vitesse théoriques pour différentes valeurs de n et mesurés (a) pour le glacier de Worthington et (b) les régions polaires (Figure 8.8 de Cuffey & Paterson (2010))

Toutefois, on peut s'affranchir en partie du terme u_b si l'on s'intéresse au flux de glace, qui est le paramètre qui contrôle le profil du glacier. Le flux à travers une section transverse unitaire vaut en effet :

$$q = \int_0^H u(z) dz = u_b H + \frac{2A}{n+2} \tau_b^n H^2 = \bar{u} H \quad (1.29)$$

avec \bar{u} la vitesse intégrée verticalement :

$$\bar{u} = u_b + \frac{2A}{n+2} \tau_b^n H = u_b + \frac{n+1}{n+2} (u_s - u_b) \quad (1.30)$$

où u_s est la vitesse de surface. Considérons les 2 situations extrêmes (en prenant $n=3$) :

- si le glacier évolue sans glissement, $u_b = 0$ et $\bar{u} = 0,8u_s$
- si le glacier s'écoule uniquement par glissement, $u_b = u_s$ et $\bar{u} = u_s$

Cela signifie que la vitesse intégrée verticalement est dans l'intervalle $[0.8 - 1]u_s$ et donc sans hypothèse sur le glissement basal, la vitesse de surface permet de connaître le flux avec une erreur de 10 % maximum. C'est pourquoi il est intéressant de mesurer la vitesse de surface d'un glacier.

1.4.5 Forces résistantes

L'hypothèse selon laquelle la force d'entraînement est compensée par la force de frottement basal n'est pas tout à fait exacte. En effet, une parcelle élémentaire de glacier comme représentée sur la figure 1.7 est généralement entourée par des parcelles voisines, qui sous l'effet de leur poids exercent une force de pression horizontale sur la parcelle centrale. Celle-ci est donc soumise à une contrainte transverse τ_T et longitudinale τ_L . La contrainte d'entraînement est donc compensée par trois termes (Cuffey & Paterson, 2010) :

$$\tau_d = \tau_b + \tau_T + \tau_L \quad (1.31)$$

Afin de prendre en compte l'effet de ces forces résistantes, on introduit le facteur de forme f :

$$f = 1 - \frac{\tau_T + \tau_L}{\tau_b} \quad (1.32)$$

qui dépend de la forme du glacier. Pour les glaciers de vallée, des mesures expérimentales ont montré que ce facteur est généralement compris entre 0,5 et 0,9 (Cuffey & Paterson, 2010). La formule pour la vitesse de surface (Equation 1.28) est donc remplacée par :

$$u_s = u_b + f \frac{A}{2} (\rho_i g \alpha)^3 H^4 \quad (1.33)$$

Par ailleurs, la vitesse de glissement basal u_b est reliée à la contrainte tangentielle à la base τ_b par une loi de glissement, fonction de la nature et de la rugosité du socle basal. (Weertman, 1957) a proposé un modèle de glissement basal sur un socle rocheux. (Alley *et al.*, 1987) ont proposé un modèle de glissement sur un socle sédimentaire. Ces deux modèles peuvent se résumer sous la forme suivante (Tedstone *et al.*, 2015) :

$$u_b = A_b \tau_b^m \quad (1.34)$$

où A_b est une constante et $m \leq 3$.

Nous pouvons remplacer τ_b en utilisant les équations 1.20 et 1.14, ce qui donne :

$$u_b = C_b (\rho_i g H \alpha)^m \quad (1.35)$$

avec C_b une constante qui dépend de la nature et de la rugosité du socle, de la température de la glace et de la pression exercée par l'eau éventuellement présente sous le glacier. La vitesse basale dépend donc du poids de la colonne de glace avec une loi en puissance, de manière similaire à la vitesse de déformation mais avec une puissance qui peut être comprise entre 0 (pas de frottement, cas particulier des glaciers émissaires dont la langue terminale flotte à la surface de l'eau) et 3.

La vitesse de surface théorique s'écrit donc :

$$u_s = C_b (\rho_i g H \alpha)^m + f \frac{A}{2} (\rho_i g \alpha)^3 H^4 \quad (1.36)$$

1.4.6 Relations de conservation de la masse

La conservation de la masse, ou équation de continuité, s'écrit pour une parcelle de glacier :

$$\frac{\partial \rho_i}{\partial t} + \nabla(\rho_i \vec{u}) + \dot{\mu}_i = 0 \quad (1.37)$$

où $\dot{\mu}_i$ est le taux de gain/perte de masse en glace.

En intégrant cette équation sur une colonne de glace du socle basal (B) à la surface (S) :

$$\int_{z_b}^{z_s} \frac{\partial \rho}{\partial t} dz = - \int_{z_b}^{z_s} \left(\frac{\partial}{\partial x}(\rho u) + \frac{\partial}{\partial y}(\rho v) \right) dz - w_s \rho_s + w_b \rho_b - \int_{z_b}^{z_s} \dot{\mu}_i dz \quad (1.38)$$

et en utilisant les conditions à la surface et au socle :

$$\begin{aligned} \frac{\partial z_s}{\partial t} &= \frac{b_s}{\rho_s} + w_s - u_s \frac{\partial z_s}{\partial x} - v_s \frac{\partial z_s}{\partial y} \\ \frac{\partial z_b}{\partial t} &= \frac{b_b}{\rho_b} + w_b - u_b \frac{\partial z_b}{\partial x} - v_b \frac{\partial z_b}{\partial y} \end{aligned} \quad (1.39)$$

on obtient :

$$\frac{\partial}{\partial t} \int_{z_b}^{z_s} \rho dz = b_s + b_e + b_b - \left(\frac{\partial Q_x}{\partial x} + \frac{\partial Q_y}{\partial y} \right) \quad (1.40)$$

avec $b = b_s + b_e + b_b$, le bilan de masse spécifique, somme des bilans de masse de surface, intraglacial et basal.

En supposant la masse volumique constante ρ_i , on a :

$$\frac{\partial H}{\partial t} = \frac{b}{\rho_i} - \frac{1}{\rho_i} \vec{\nabla} \cdot \vec{Q} \quad (1.41)$$

Les variations d'épaisseur du glacier sont donc la somme du bilan de masse spécifique (la variable climatique) et de la divergence du flux (la dynamique du glacier).

1.4.7 Réponse de la dynamique d'un glacier à un forçage climatique

Un glacier va donc répondre à un forçage climatique par une modification de son écoulement, qui à son tour va impacter la géométrie du glacier. Considérons par exemple un glacier qui connaît un apport de masse important. Celui-ci va répondre en transportant cet excès de masse vers l'aval, mais pas comme un simple tapis roulant. Tout d'abord, la surcharge va entraîner une accélération de la partie plus massive, augmentant le flux de masse sur la zone directement en aval. Cette section de glace va répondre en accélérant à son tour, mais aussi en s'épaississant. Enfin, cette perturbation va se propager progressivement vers l'aval jusqu'à la partie terminale du glacier. Celle-ci n'étant pas contrainte en aval, elle va avancer. Les effets de cet excès de masse sont donc une accélération, ainsi qu'un allongement et un épaississement du glacier, jusqu'à un nouvel état d'équilibre (Figure 1.13). La réponse serait similaire pour une diminution de l'ablation, mais se propagerait cette fois vers l'amont. La réponse serait inverse dans le cas d'une diminution de l'accumulation ou une intensification de l'ablation. Le temps que met le glacier pour passer d'un état d'équilibre à un autre est appelé temps de réponse.

Temps de réponse : Le temps de réponse à une telle perturbation a été estimé par Johannesson *et al.* (1989) pour un modèle simple de glacier :

$$Tr = \frac{H}{-b_t}$$

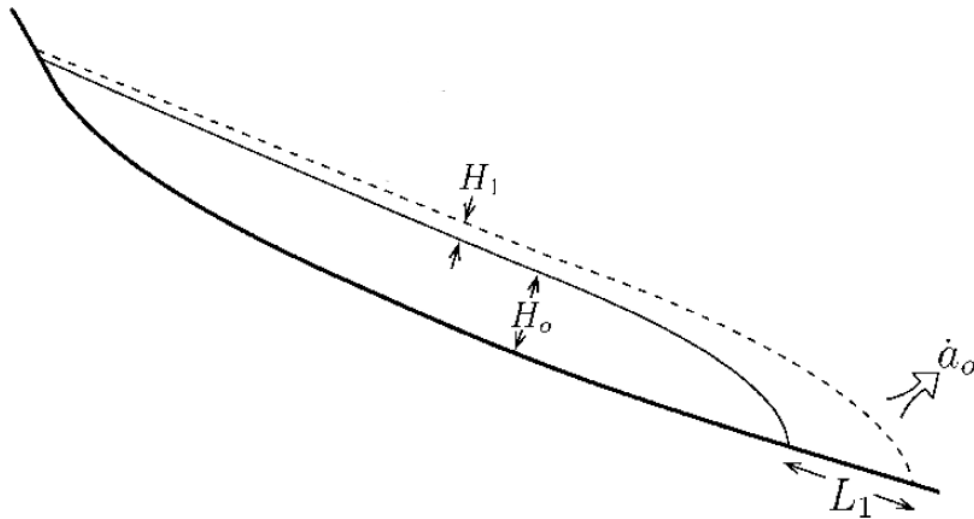


FIGURE 1.13 – Réponse d'un glacier à une augmentation du bilan de masse (trait plein avant, tiré après) : le glacier s'épaissit et le front avance (Cuffey & Paterson, 2010)

où H est l'épaisseur moyenne du glacier et b_t le taux d'ablation (en m/an) au niveau de la langue terminale. L'application de cette formule aux glaciers de montagne ($H \sim 150-300m$, $b_t \sim 5-10m/an$) donne une estimation du temps de réponse de 15-60 ans. Pour les glaciers des régions polaires, le temps de réponse est plutôt de l'ordre de 150-600 ans et pour les calottes polaires de 1500-3000 ans. Toutefois, une modification de la géométrie du glacier en réponse à une perturbation climatique va également modifier son hypsométrie, c'est-à-dire son profil altimétrique, et donc son environnement et le climat local. Ceci va impliquer une modification du bilan de masse spécifique qui aura en retour un impact sur l'hypsométrie. Par exemple, la surface d'un glacier qui s'amincit va se retrouver à plus basse altitude et donc l'ablation va augmenter localement. C'est ce que l'on appelle la rétroaction altitude-bilan-de-masse (Cuffey & Paterson, 2010).

Dans une étude basée sur des modèles de 12 glaciers et petites calottes, soumis à des forçages climatiques différents, Oerlemans *et al.* (1998) rapportent qu'il n'existe pas de relation simple entre la taille d'un glacier et la réponse à une perturbation. L'hypsométrie des glaciers joue donc un rôle important et la réponse de chaque glacier à une perturbation est donc unique.

1.4.8 Autres facteurs influant sur la dynamique d'un glacier

Surges

Certains glaciers sont sujets à ce que l'on appelle des surges, ou crues glaciaires. Il s'agit d'une avancée rapide (généralement en quelques mois) et soudaine du front du glacier sur plusieurs kilomètres (*cf.* figure 1.14). La surge est associée à des vitesses 10 à 100 fois plus rapides qu'en temps normal et à un transport de masse important vers l'aval (Quincey *et al.*, 2011). Il s'ensuit une période de quiescence pouvant durer plusieurs années pendant laquelle le glacier retourne à un état d'équilibre en accumulant de la masse sur sa partie amont, dans la zone dite réservoir. Les glaciers qui surgent se trouvent dans des régions bien précises, mais éparées à travers le globe. Ces régions couvrent un spectre de conditions climatiques et géologiques très vaste. On a observé des surges en Alaska, en Islande, au Svalbard, dans l'arctique canadien, au Groenland, en Patagonie, au Pamir et au Karakoram notamment (Sevestre & Benn, 2015). Aucune surge n'a été observée actuellement dans les Alpes. Aucun modèle ne permet aujourd'hui de comprendre pourquoi certains glaciers surgent et d'autres pas, ni la durée et l'initiation d'une surge, mais il est évident que des vitesses aussi importantes ne peuvent avoir lieu qu'en raison d'un glissement basal. Par ailleurs, les surges se trouvent essentiellement dans des

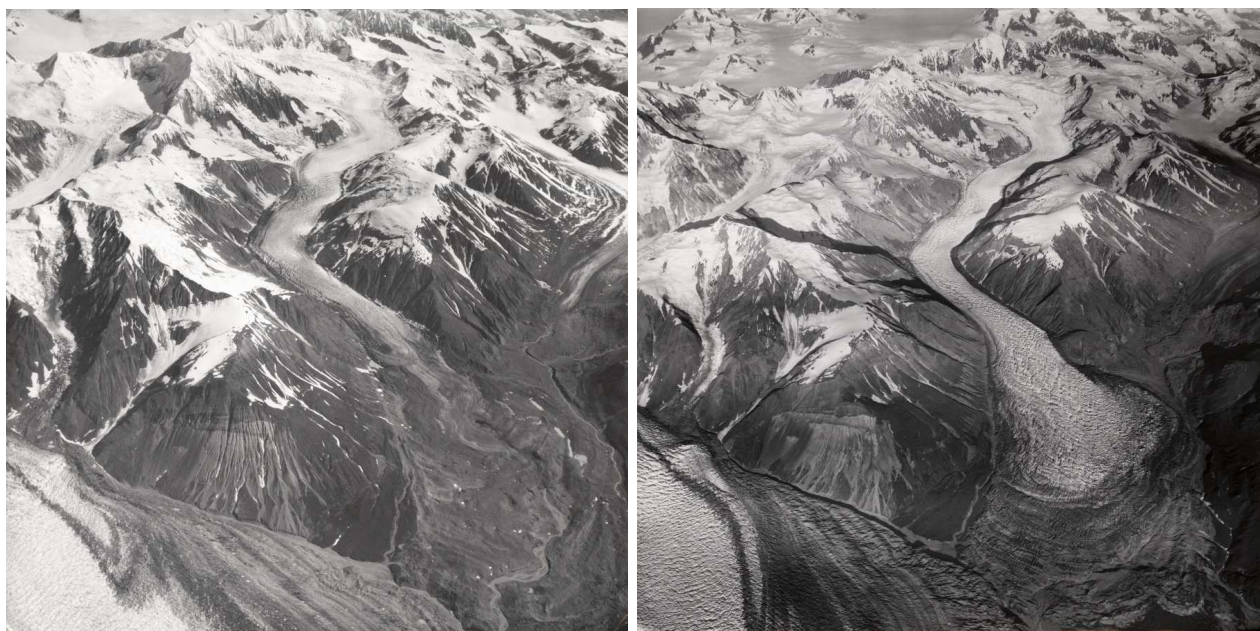


FIGURE 1.14 – Photographies aériennes du glacier de Varigated, Alaska, avant (29/08/1964) et après (22/08/1965) une surge (Photographies de Austin Post, NSIDC)

zones actives tectoniquement ou sur des socles rocheux fragiles (volcanique ou sédimentaire) plus prédéterminés à une érosion rapide (Cuffey & Paterson, 2010).

Couverture détritique

De nombreux glaciers, en particulier en Himalaya, sont également couverts de débris sur la zone d'ablation (Figure 1.15). Ces débris proviennent des pentes abruptes qui entourent les vallées glaciaires, en particulier lors des avalanches. Ces débris s'enfoncent avec la neige dans la zone d'accumulation puis émergent dans la zone d'ablation (en raison de la composante verticale de vitesse d'écoulement), c'est pourquoi ces débris ne se retrouvent que dans la zone d'ablation. Son épaisseur pouvant varier de quelques centimètres à plusieurs mètres (Mihalcea *et al.*, 2008), l'impact sur le glacier peut être très différent. Si la couche est faible, elle aura tendance à capturer l'énergie solaire puis à la restituer au glacier ce qui aura pour conséquence d'augmenter l'ablation. Au contraire, lorsque la couche de débris est suffisante, celle-ci a un effet isolant, diminuant l'ablation dans les langues terminales qui sont donc caractérisées par des vitesses très lentes, voire stagnantes (Scherler *et al.*, 2011b; Quincey *et al.*, 2009a) et la présence de nombreux lacs glaciaires.

Lac glaciaires

Les lacs glaciaires peuvent également avoir un impact sur la dynamique d'un glacier (Carrivick & Tweed, 2013). En particulier, les échanges thermiques eau-glace étant plus importants que les échanges air-glace, et l'albédo de l'eau étant plus faible que celui de la glace propre, la présence de ces lacs peut augmenter l'ablation ce qui aura un impact sur l'écoulement. De plus, la présence d'eau au niveau de la langue du glacier peut entraîner une réduction de la friction basale et donc une accélération du glacier (Tsutaki *et al.*, 2011).



FIGURE 1.15 – Zone d’ablation du glacier de Changri Nup, dans la région de l’Everest, entièrement recouverte de débris dont la taille varie du millimètre à la dizaine de mètres.

1.5 Les observables

Plusieurs critères permettent de quantifier la réponse d’un glacier à une perturbation. Nous en faisons une liste non-exhaustive ici, dans le but de montrer sur quels critères reposent les études sur l’évolution temporelle des glaciers de montagne. L’évolution de ces paramètres sur les 150 dernières années sera présentée pour les Alpes et le Pamir-Karakoram-Himalaya au chapitre 3.

1.5.1 Position du front du glacier

L’avancée ou le recul du front du glacier est le critère le plus facile à évaluer et on dispose donc d’une archive d’observations de plusieurs siècles. Cette mesure peut être faite à partir d’observations sur le terrain, de reconstruction à l’aide de photographies ou de peintures, de la datation d’ancienne moraines ou par imagerie aéroportée et satellitaire. Toutefois, ce critère ne prend pas en compte l’aspect dynamique du glacier, en particulier le temps de réponse du glacier au forçage climatique qui peut être de plusieurs décennies (section 1.4.7). Il est donc nécessaire d’étudier de longues séries temporelles. Enfin, les glaciers en surge qui voient leur front avancer brusquement sans augmentation de masse sont un exemple flagrant pour lequel ce critère est incomplet.

1.5.2 Superficie

En étudiant les variations de superficie du glacier, on considère cette fois le glacier dans sa totalité. Toutefois, le lien entre variations de superficie et variations de volume dépend de la réponse du glacier et il est donc nécessaire de travailler avec de longues séries temporelles. Il est néanmoins intéressant de disposer d’un inventaire et de contours de glaciers les plus complets possible pour effectuer des bilans de masse régionaux et pour forcer des modèles. De nombreuses initiatives internationales se développent pour répertorier et cartographier les glaciers. GLIMS (Global Land Ice Measurements from Space) par exemple a pour objectif le suivi de l’ensemble des glaciers par imagerie optique et fournit des informations sur les contours, la topographie ou la ligne d’équilibre des glaciers (Raup

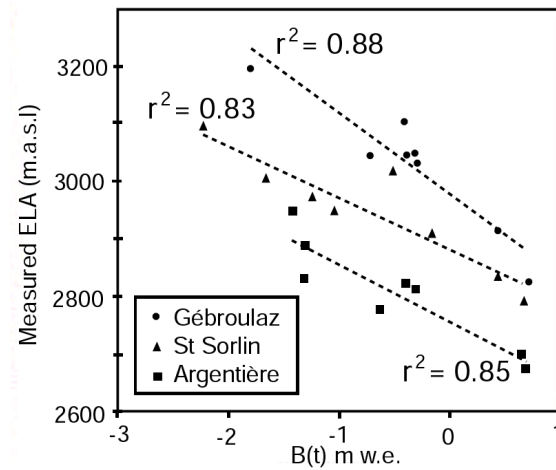


FIGURE 1.16 – Relation entre l’altitude de la ligne d’équilibre et le bilan de masse (1994-2002) pour 3 glaciers des Alpes (r^2 : coefficient de détermination de la régression linéaire) Rabatel *et al.* (2005)

et al., 2007; Pfeffer *et al.*, 2014).

1.5.3 Etat de surface

L’état de surface et en particulier l’albedo du glacier est un paramètre important puisqu’il conditionne le bilan énergétique et l’ablation du glacier. Cette mesure d’albedo peut être effectuée sur le terrain à partir de radiomètres ou de photographies terrestres (Dumont *et al.*, 2011). La mesure de l’albedo par imagerie optique n’est pas aisée car les satellites optiques mesurent la réflectance du sol dans quelques gammes de rayonnements dans une direction donnée alors que l’albedo est la réflectance intégrée sur toutes les longueurs d’onde et dans toutes les directions. Toutefois, des études ont montré le potentiel de cette méthode sur les glaciers des Alpes (Dumont *et al.*, 2012) ou de l’Himalaya (Brun *et al.*, 2015).

Une seconde variable intéressante est l’altitude de la ligne de neige à la fin de la période d’ablation (septembre-octobre dans l’hémisphère nord), qui est un bon indicateur de l’altitude de la ligne d’équilibre (ELA). Or il existe une relation forte entre l’ELA et le bilan de masse annuel d’un glacier (Rabatel *et al.*, 2005, Figure 1.16) et il est donc possible de mesurer ce dernier à partir d’images optiques ou SAR. Toutefois, cette méthode repose sur la sensibilité du bilan de masse à une variation de l’ELA et elle est donc difficile à appliquer sur des glaciers qui n’ont jamais été étudiés *in-situ* et pour lesquels cette relation n’est pas connue. Il n’en demeure pas moins vrai que les fluctuations d’ELA contiennent une information sur les variations climatiques.

1.5.4 Bilans de masse

Le bilan de masse est le critère le plus recherché car il permet d’estimer directement les gains/pertes du glacier, il est en lien direct avec les variables climatiques (température, précipitations) et permet de quantifier la contribution des glaciers à l’élévation du niveau des mers. Plusieurs méthodes permettent de l’estimer.

Méthode glaciologique

La méthode glaciologique (ou directe) consiste à mesurer le bilan de masse par différence entre l’accumulation et l’ablation. L’accumulation est mesurée par carottages qui permettent de relever la hauteur et la densité de la couche de neige accumulée pendant la saison précédente (figure 1.17).

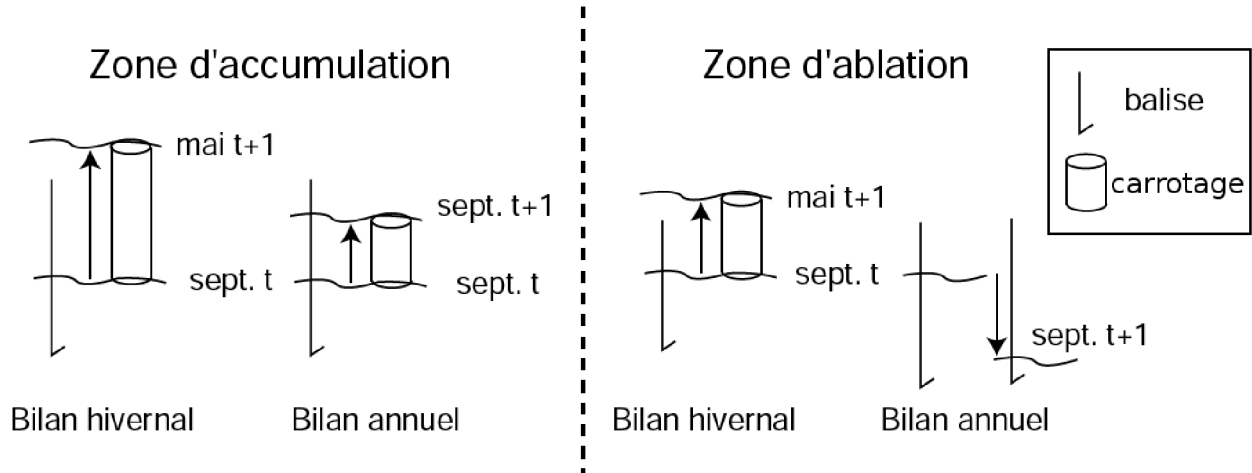


FIGURE 1.17 – Méthode glaciologique de mesure de bilan de masse dans la zone d'accumulation (à gauche) et d'ablation (à droite) pour le bilan hivernal et le bilan annuel dans l'hémisphère nord. Le bilan estival s'obtient par différence des deux. D'après Berthier (2005)

L'ablation est obtenue en relevant l'émergence de balises ancrées dans plusieurs mètres de glace, en supposant l'ablation sub- et intra-glaciaire négligeable. La densité de la neige/névé étant variable, les variations de hauteur sont données en hauteur d'eau équivalente $\text{m a}^{-1} \text{w.e.}$. Les points de mesure sont généralement supposés représentatifs de la bande d'altitude à laquelle ils appartiennent et le bilan de masse total est obtenu en combinant les valeurs du bilan de masse spécifique mesuré dans chaque bande d'altitude avec l'hypsométrie du glacier (Cuffey & Paterson, 2010). En d'autres termes, l'équation 1.2 est discrétisée :

$$B = \frac{1}{S} \sum_i^n b \delta S_i \quad (1.42)$$

L'incertitude dans le bilan de masse provient essentiellement de cette dernière étape, car le bilan de masse spécifique peut varier localement, en raison du couvert détritique, de redistribution de neige par le vent ou les avalanches etc... Il est donc nécessaire de prendre en compte ces paramètres lors de l'étape d'extrapolation (Berthier & Vincent, 2012) et d'avoir un réseau de balises le plus représentatif possible. Par ailleurs, les bilans de masse ont souvent des erreurs systématiques et pour calculer le bilan de masse cumulé (c'est-à-dire la somme des bilans de masse annuels sur une plus longue période), il est souvent nécessaire de calibrer les résultats avec un bilan de masse géodétique (Thibert *et al.*, 2008; Huss *et al.*, 2009). Mais cette méthode reste la plus complète car elle permet d'estimer le bilan de masse spécifique avec une précision bien supérieure aux autres méthodes, permettant ainsi de séparer la composante climatique de la composante dynamique, et de connaître les bilans de masse saisonniers.

Méthode géodétique

La méthode géodétique consiste à comparer deux topographies acquises à des instants différents pour en déduire les variations de volume, et donc le bilan de masse des glaciers à partir d'hypothèses sur la densité. Elle permet d'obtenir le bilan de masse total du glacier B et les variations spatiales d'épaisseur mais ne permet pas en revanche de remonter au bilan de masse spécifique b car il est nécessaire de connaître les flux de glace pour cela (voir section 1.4.6). En raison de l'incertitude sur la densité de la masse perdue/gagnée, les bilans de masse sont généralement effectués sur plusieurs années et il est donc impossible d'avoir les fluctuations inter-annuelles (Huss, 2013). Les avantages de cette méthode sont de pouvoir couvrir des régions bien supérieures à la taille des glaciers et de remonter à des bilans de masse passés grâce à la disponibilité de topographies anciennes (cartes, topographie aéroportée ou satellite).

Méthode gravimétrique

Enfin, il est possible de mesurer les variations de masse des glaciers grâce à des méthodes gravimétriques. Elles ont pris leur essor grâce aux données de la mission satellite GRACE (Gravity Recovery And Climate Experiment) constituée de deux satellites en orbite proche, lancés en 2002, dont on peut mesurer avec une précision de 10 microns les variations de distance qui les sépare, fonction du champ de gravité terrestre, qui peut ainsi être cartographié à chaque revisite (Tapley *et al.*, 2004). Les satellites sont donc sensibles aux variations de gravité associées à la perte de masse des glaciers et on peut estimer directement le bilan de masse, mais seulement sur de larges régions (plusieurs centaines de kilomètres). Le problème de ces méthodes et qu'elles sont sensibles à de nombreux autres phénomènes. Elle sont en particulier sensibles au rebond post-glaciaire, c'est-à-dire le soulèvement visco-élastique des masses terrestres suite à la dernière déglaciation, qui est particulièrement important en Antarctique, dans l'Arctique canadien et au niveau de la Scandinavie (voir par exemple Ramillien *et al.* (2006)). Certaines études utilisent des modèles de rebond post-glaciaire pour corriger cet impact qui est du même ordre que le signal glaciologique en Antarctique (Ramillien *et al.*, 2006). Mais la signature altimétrique et gravimétrique de ce phénomène est différente (Purcell *et al.*, 2011) et il est possible de combiner par exemple les données du satellite altimétrique IceSAT avec les données GRACE pour filtrer cette composante (Riva *et al.*, 2009). Dans les régions montagneuses, GRACE est en particulier sensible au cycle hydrologique, aux séismes et au déplacement des masses atmosphériques...

En utilisant cette méthode, Ramillien *et al.* (2006) ont estimé le bilan de masse des calottes antarctique et groenlandaise et Jacob *et al.* (2012) ont estimé le bilan de masse de l'ensemble des glaciers. Les résultats pour les glaciers de l'Himalaya sont toutefois controversés en raison de l'importance de la composante hydrologique (mousson, redistribution des eaux de surface et souterraine) et de la sismicité dans les variations du champs de gravité (Bolch *et al.*, 2012).

1.5.5 Volume

Le volume d'un glacier est un paramètre difficile à mesurer. Il peut être obtenu à partir de sondages radio qui permettent d'imager la topographie du lit rocheux, mais cette méthode ne peut être appliquée partout et peu de glaciers sont suivis. Plusieurs méthodes existent pour estimer le volume de glace au sein d'une région à partir de quelques variables plus facilement mesurables telles que l'aire du glacier et sa topographie. Quelques unes d'entre elles sont résumées ci-dessous.

Relation aire - volume

Dans cette méthode, le volume est calculé comme une fonction de l'aire, étant donné que les glaciers les plus grands ont tendance à être plus épais. La relation est de la forme :

$$V = cA^\gamma \quad (1.43)$$

avec V et A , respectivement le volume et l'aire du glacier et c et γ des paramètres à déterminer. De nombreuses études ont montré à partir de mesures de terrain que cette relation est robuste. Par exemple, Bahr *et al.* (1997) ont montré à partir de 144 glaciers situés en Europe, Amérique du Nord, Asie centrale et Arctique une relation de cette forme avec une valeur de $\gamma = 1.36$ et un coefficient de détermination $R^2 = 0.99$ (Figure 1.18).

Cette méthode a l'avantage d'être facile à mettre en place puisqu'une fois les deux paramètres c et γ estimés, il suffit de connaître l'aire des glaciers pour extrapoler le volume à une région entière. Bahr *et al.* (1997) ont montré que le paramètre γ peut se déduire de considérations théoriques à partir de la loi de conservation de la masse et des lois d'écoulement, en faisant certaines hypothèses sur la relation qu'il existe entre la longueur d'un glacier et sa forme, sa pente ou encore son bilan de masse. Ils obtiennent une valeur théorique pour γ de 1.25 pour les inlandsis et calottes et 1.375 pour les glaciers. De nombreuses études ont utilisé cette relation pour estimer le volume des glaciers à l'échelle

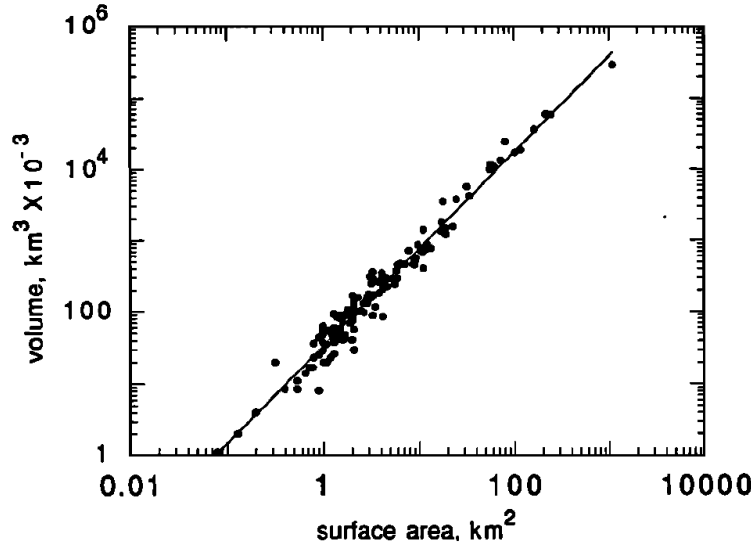


FIGURE 1.18 – Relation entre volume et aire de 144 glaciers (cercles). Cette relation est ajustée par une relation de la forme $V = cA^\gamma$ avec $\gamma = 1.36$ et un coefficient de détermination $R^2 = 0.99$ (trait noir) (Bahr *et al.*, 1997)

mondiale ou régionale, pour n'en citer que quelques unes : Meier *et al.* (2007) ont estimé le volume de l'ensemble des glaciers et calottes, Radić *et al.* (2014) ont estimé le volume des glaciers par région, Cogley (2011) et Frey *et al.* (2013) ont estimé le volume des glaciers de l'Himalaya.

Relation pente - épaisseur

Haerberli & Hölzle (1995) ont développé une approche permettant de déterminer le volume d'un glacier à partir de sa pente moyenne et de son extension verticale, des variables très couramment disponibles dans les inventaires de glacier. L'épaisseur est d'abord calculée pour la ligne centrale d'écoulement :

$$h_c = \frac{\tau}{f \rho_i g \sin(\alpha)} \quad (1.44)$$

où τ est la contrainte de cisaillement basal moyenne le long de la ligne d'écoulement, f un paramètre de forme qui prend en compte les frottements, α la pente moyenne de la ligne d'écoulement et g l'accélération gravitationnelle. τ est estimée à partir d'une relation empirique avec la gamme d'altitude du glacier ΔH et l'épaisseur centrale h_c est extrapolée à une valeur moyenne \bar{h} en faisant l'hypothèse d'une surface semi-elliptique. Cette méthode a été appliquée par exemple par Hölzle *et al.* (2007) pour les Alpes européennes et néo-zélandaises et Paul & Svoboda (2010) pour estimer le volume des glaciers de l'Arctique canadien.

Linsbauer *et al.* (2012) ont appliqué une méthode similaire, mais au lieu d'estimer une pente et une épaisseur moyenne, ils calculent l'épaisseur le long de chaque branche du glacier à partir de la pente locale, calculée sur une distance d'environ 5-10 fois l'épaisseur du glacier afin de limiter l'impact des fluctuations de la surface à petite échelle. L'épaisseur est ensuite extrapolée à l'ensemble du glacier à partir des points estimés et de la distance au bord du glacier.

Modèle de flux

Enfin, Farinotti *et al.* (2009) puis Huss & Farinotti (2012) ont développé un modèle qui permet d'estimer l'épaisseur en chaque point du glacier en estimant les flux de glace. Les paramètres topographiques de chaque glacier sont estimés par bande d'altitude de 10 m (pente moyenne, largeur, aire) puis les calculs sont effectués le long de ce modèle 2-D. Tout d'abord, un gradient de bilan de masse

apparent (bilan de masse spécifique moins les variations d'élévation de la surface) est estimé pour chaque glacier à partir de son caractère maritime/continental et de sa couverture détritique. Les flux de masse assurant la conservation de la masse sont calculés pour chaque tranche d'altitude, puis en utilisant la loi d'écoulement de Glen, les flux sont convertis en épaisseur de glace. Dans cette approche, les paramètres f et τ sont des paramètres du modèle au lieu d'être estimés empiriquement. L'épaisseur moyenne par tranche d'altitude est ensuite extrapolée en tout point du glacier en utilisant la pente locale et la distance au bord du glacier. Cette méthode a donc l'avantage de ne nécessiter que des contours de glaciers et un Modèle Numérique de Terrain (MNT) global. Ils ont appliqué cette méthode pour déterminer le volume de l'ensemble des glaciers du globe.

1.5.6 Vitesse d'écoulement

On a vu dans la section 1.4 que la vitesse d'écoulement est un paramètre important car elle gouverne la redistribution de la masse vers l'aval, ce qui a un impact sur le bilan de masse total du glacier. Les mesures les plus anciennes d'écoulement de glacier ont été effectuées soit en déposant des pierres peintes sur le glacier, soit en ancrant des balises dans la glace (par exemple Vallot (1900); Lliboutry (1958); Lliboutry & Reynaud (1981)). Le déplacement de celles-ci avec le glacier est ensuite suivi, d'abord avec un théodolite, et aujourd'hui grâce à un récepteur géodésique GPS. De nos jours, de plus en plus d'études mesurent ces vitesses d'écoulement par télédétection, en utilisant des méthodes présentées dans la section 2.2.1.

De nombreuses études se sont intéressées au lien entre bilan de masse et vitesse d'écoulement, en particulier pour tenter de déduire le bilan de masse spécifique en chaque point du glacier. Plusieurs méthodes ont été développées.

Conservation de la masse

Hubbard *et al.* (2000) ont utilisé la loi de conservation de la masse (voir Equation 1.41) pour déduire le terme de bilan de masse spécifique b à partir des variations d'épaisseur $\frac{\partial H}{\partial t}$ et de la divergence du flux $\vec{\nabla} \cdot \vec{Q}$. Les variations d'épaisseur ont été mesurées par méthode géodétique tandis que la divergence du flux a été calculée par un modèle 3D qui utilise en entrée la topographie de surface, la topographie du socle rocheux et des mesures de vitesse de surface. Ils ont obtenu un bon accord entre le bilan de masse estimé et les mesures *in-situ* de 14 balises, avec un coefficient de corrélation de 0.91. Malheureusement, ce type d'étude est limité aux glaciers dont la géométrie simple est très bien connue afin de permettre l'utilisation d'un modèle 3D et est coûteuse à mettre en place.

Conditions cinématiques aux bords

En utilisant la condition cinématique à la surface du glacier (Equation 1.39 haut), il est possible de mesurer le bilan de masse spécifique b à partir des variations d'élévation de surface $\frac{\partial z_s}{\partial t}$, de la pente de surface ($\frac{\partial z_s}{\partial x}$ et $\frac{\partial z_s}{\partial y}$), des vitesses de surface horizontales (u_s et v_s) et de la vitesse d'émergence w_s . Les 3 premiers termes peuvent être mesurés par télédétection, ce qui est l'avantage principal de cette méthode. La vitesse d'émergence en revanche, doit être mesurée *in-situ* ou bien estimée en faisant des hypothèses. Gudmundsson & Bauder (1999) et Kääb (2000) ont appliqué cette méthode respectivement aux glaciers d'Unteraar et de Gruben en Suisse, en faisant une hypothèse sur le profil vertical du taux de déformation (Equation 1.11). Ainsi, la vitesse d'émergence peut être estimée à partir de l'épaisseur de glace et du gradient de vitesse de surface. Kääb (2000) compare le bilan de masse calculé avec le bilan de masse obtenu par méthode glaciologique et observe des variations assez importantes de $\pm 0.9 \text{ m a}^{-1}$ w.e.. Par ailleurs, dans les deux études, le bilan de masse spécifique calculé ne présente pas de relation claire avec l'altitude, ce qui n'est pas réaliste. Cela provient d'une forte sensibilité du modèle aux profils altimétriques. Toutefois, Kääb (2000) montre qu'en différenciant la condition cinématique, il est possible de calculer les variations relatives de bilan de masse et donc

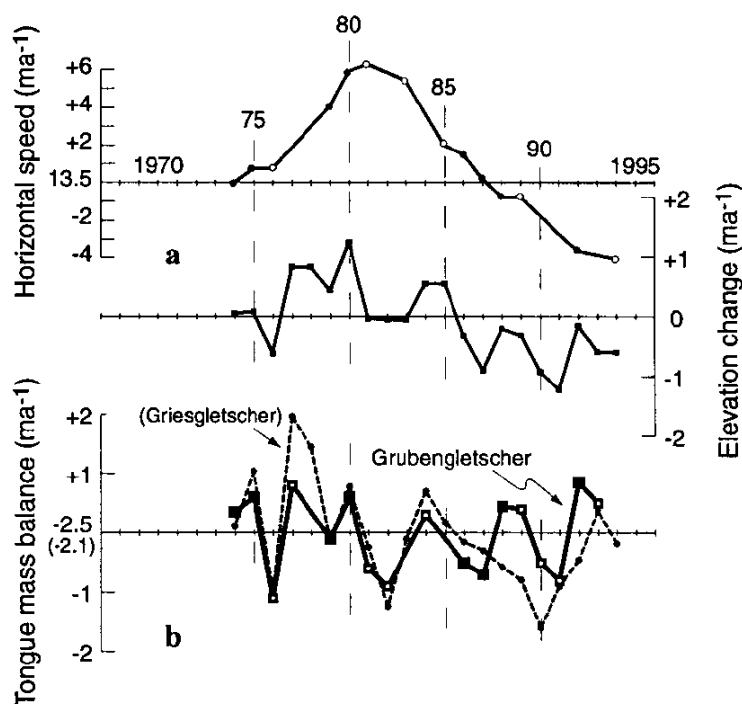


FIGURE 1.19 – (a) Vitesse horizontale et variations d'épaisseur du glacier de Gruben sur la période 1973-92 (b) Bilan de masse calculé pour le glacier de Gruben à partir de la condition cinématique (trait plein) et mesuré sur le glacier voisin de Gries (pointillé) pour comparaison, d'après (Kääb, 2000). On observe un bon accord entre les bilans de masse calculé et mesuré. Les variations d'épaisseur sont concomitantes avec les variations de bilan de masse à haute fréquence, alors que la tendance générale s'explique par une réduction de la vitesse d'écoulement.

de reconstruire la série temporelle du bilan de masse sur la période 1973-92 de manière satisfaisante. Il montre également que les variations de bilan de masse gouvernent les variations haute fréquence d'épaisseur, alors que la vitesse gouverne les variations basse fréquence (Figure 1.19).

Méthode des flux

Une méthode alternative est de calculer non pas le flux en chaque point du glacier, mais à travers une ou plusieurs sections transverses du glacier (Equation 1.7). Elle ne permet la mesure que du bilan de masse moyen sur la surface située en aval de la section, mais est moins coûteuse à mettre en place et requière moins de données. Sakai *et al.* (2006) ont calculé le flux de glace Q à travers une section transverse du glacier July 1st (Chine) à partir de la vitesse de surface (Equation 1.29) pour les périodes 1975-85 et 1986-2002, puis déterminé la vitesse d'émergence dans la zone en aval. En retranchant la vitesse d'émergence aux variations d'épaisseur mesurées par méthode géodétique, ils ont pu calculer l'ablation moyenne sur cette zone, sans toutefois pouvoir comparer les résultats avec des mesures de terrain. En comparant l'ablation avec l'évolution des températures, ils ont pu conclure que ce glacier est en recul en raison d'une augmentation de l'ablation, liée à une augmentation de la température sur cette même période. Berthier & Vincent (2012) ont appliqué la même méthode pour la Mer de Glace en utilisant des champs de vitesse et des variations d'épaisseur mesurées par télédétection. Ils comparent les valeurs d'ablation estimée pour deux sections avec les mesures *in-situ* disponibles et obtiennent des résultats en accord aux incertitudes près pour la section la plus basse, mais n'obtiennent pas un bilan de masse équilibré pour la seconde section. Ils montrent néanmoins qu'une erreur dans la mesure d'épaisseur de glace permettrait de corriger cette erreur. Cela montre encore une fois la nécessité de connaître avec précision le profil d'élévation du socle rocheux.

1.6 Conclusions

Les glaciers sont donc des systèmes complexes qui dépendent à la fois du climat local, des propriétés physiques de la neige et de la glace et de la topographie. Chaque glacier a donc un comportement unique et une sensibilité particulière aux variations de forçage climatique. Par ailleurs, la vitesse d'écoulement des glaciers joue un rôle important, car c'est elle qui dicte la géométrie des glaciers et leur réponse à une perturbation. Dans le contexte de changement climatique actuel, les glaciers semblent subir un amincissement et un retrait important. Cette thèse s'inscrit dans un objectif global qui est de déterminer la réponse dynamique des glaciers à ces changements et les conséquences sur leur évolution future. Afin d'être le moins sensible au comportement spécifique de chaque glacier, nous avons choisi d'étudier la réponse des glaciers à des échelles régionales, pour extraire les variables communes à l'ensemble des glaciers. Pour cela, nous avons voulu tirer profit au maximum de la couverture spatiale offerte par l'utilisation de données satellitaires.

Références

La plupart des informations sur la formation d'un glacier, les lois d'écoulement et la dynamique glaciaire ont été tirées de Cuffey & Paterson (2010), une véritable bible en la matière. Toutefois, de nombreux éléments mathématiques ont été repris du cours de G Hilmar Gudmundsson "Continuum Mechanics" www.pik-potsdam.de/~anders/teaching/landice_dynamics/literature/gudmundsson09.pdf, de la thèse de Guillaume Jouvét ou d'articles wikipedia. Les thèses de Martina Schäfer ou Etienne Berthier ont également été sources d'inspirations. Pour un excellent résumé de l'histoire de la théorie sur l'écoulement glaciaire, je vous invite à lire Rémy & Testut (2006).

Chapitre 2

Apports de la télédétection spatiale pour l'étude de la dynamique des glaciers

La télédétection spatiale, dans le sens plus restreint qui concerne cette thèse, est l'acquisition d'informations d'une surface de la Terre depuis un capteur situé à bord d'un satellite, appelé satellite d'observation de la Terre. Parmi les méthodes d'observation de la Terre, les techniques satellitaires suscitent l'intérêt de la communauté scientifique car elles permettent une couverture quasi-globale avec une très bonne répétitivité (temporelle mais aussi dans l'homogénéité des acquisitions) et une bonne précision. On distingue deux principaux types de capteurs parmi les données de télédétection : passif et actif. Dans le premier cas, le capteur mesure le rayonnement émis par une source extérieure (principalement le Soleil), ce qui rend les acquisitions dépendantes des conditions d'éclairement et du couvert nuageux. Dans le second cas, le capteur est dit actif car l'appareil émet une onde électromagnétique dont il mesure l'écho renvoyé par la Terre. Le choix de la longueur d'onde d'émission permet de traverser la couverture nuageuse et donc d'avoir une observation tous temps. Ce choix permet également d'étudier des processus ou des objets différents car la profondeur de pénétration de l'onde électromagnétique dans le milieu augmente avec la longueur d'onde émise.

Depuis l'avènement des satellites Haute-Résolution (HR) dans les années 1980 avec des résolutions de l'ordre de la dizaine de mètres puis de la Très-Haute-Résolution (THR) à la résolution métrique, de nombreuses méthodes ont été développées pour le suivi des glaciers de montagne. Nous sommes aujourd'hui en mesure de mesurer des variables clés telles que l'étendue spatiale, les propriétés physiques de surface, le bilan de masse ou encore les vitesses d'écoulement des glaciers à l'échelle d'un massif ou d'une région.

L'objectif de ce chapitre est de faire un inventaire des différents systèmes de télédétection dédiés à l'observation de la Terre. Nous verrons ensuite quelles méthodes ont été développées à partir de ces données pour le suivi des glaciers de montagne.

2.1 Les différents capteurs

2.1.1 Capteurs passifs (ou optiques)

Les premiers capteurs utilisés pour la télédétection étaient photographiques. La toute première image acquise depuis les airs a été prise par le photographe et aéronaute français Gaspar Félixournachon depuis une montgolfière en 1844, un exploit étant donné la complexité des appareils photographiques de l'époque. La télédétection a pris son envol avec l'utilisation de pigeons photographes

TABLE 2.1 – Caractéristiques principales des différentes missions satellites avec capteur passif abordées dans cette thèse

Mission	Instrument	Periode	Fauchée km	Résolution m	Cycle orbital jours	Stéréoscopique -
-	-	-	-	-	-	-
Landsat 1-3	MSS	1972-1993	185	79	18	Non
Landsat 4-5	TM	1982-2013	185	30-120	16	Non
Landsat 7	ETM	1999-	185	15-120	16	Non
Landsat 8	OLI	2013-	185	15-120	16	Non
Terra	ASTER	1999-	60	15-90	16	Oui
SPOT 5	HRS	2002-2015	120	5x10	26	Oui
Pléiades	-	2011-	20	0.7-2.8	26	Oui

en 1907, lorsque l'apothicaire allemand Julius Neubronner eut l'idée d'installer des appareils photographiques de 30 à 70 g sur des pigeons voyageurs et ce système fut fréquemment utilisé lors de la Première Guerre Mondiale pour des missions de reconnaissance. Bien entendu, les avions ont ensuite rapidement été mis à profit pour effectuer des acquisitions de la surface de la Terre. La télédétection aéroportée est encore aujourd'hui le moyen le plus simple et le plus utilisé pour la cartographie et la surveillance de l'environnement. Mais avec le développement des missions spatiales dans les années 1950, l'intérêt d'utiliser des satellites artificiels à des fins de reconnaissance à rapidement fait ses preuves. Les premières photographies satellites de la Terre ont été réalisées le 14 août 1959 par le satellite américain Explorer, situé à 27000 km d'altitude. Les années 1960-70 virent l'avènement des missions satellites de reconnaissance. Les missions américaines Corona et Hexagon "Big bird" par exemple, prenaient des photographies à des résolutions métriques et submétriques puis éjectaient les pellicules qui étaient récupérées par les forces de l'air.

Le premier satellite civil d'observation de la Terre est le satellite ERTS-1, lancé le 23 juillet 1972, de la mission aujourd'hui rebaptisée Landsat. Les capteurs tout d'abord analogiques, sont remplacés par des radiomètres numériques à partir des années 1980. Les radiomètres sont composés d'un détecteur qui convertit l'énergie radiative, ou luminance, en courant électrique. Ils permettent ainsi d'imager la radiométrie d'une portion de la surface ou tachèle. Le rayonnement parvient au détecteur au travers d'un système d'optique qui permet de focaliser le signal et de séparer les différentes bandes spectrales. Sur les capteurs dits "whisk-broom" (car le capteur balaie de gauche à droite comme un balai), c'est l'oscillation d'un miroir qui permet d'imager des portions de la surface plus ou moins éloignées de la ligne de vol du satellite (nadir) et de produire une ligne de l'image. Sur les systèmes dits "push-broom", l'utilisation de barrettes permet l'acquisition simultanée d'une ou plusieurs lignes. La fauchée est la taille perpendiculairement à la ligne de vol de l'empreinte du satellite. C'est le déplacement du satellite qui permet ensuite d'acquérir les différentes lignes successives, ce type de capteur est donc appelé radiomètre à balayage. Enfin, un radiomètre permet généralement l'acquisition d'une ou plusieurs bandes spectrales dans le visible et le proche infra-rouge, voire plusieurs centaines de bandes pour les systèmes hyper-spectraux.

Les caractéristiques des différentes missions avec capteur passif qui seront abordées dans la thèse sont résumées dans le tableau 2.1.

2.1.2 Capteurs actifs

L'utilisation de systèmes actifs, qui émettent leur propre rayonnement, a l'énorme avantage de permettre de choisir la longueur d'onde utilisée ; on choisit donc généralement des très grandes longueurs d'ondes (entre 0.8 cm et 1 m) pour lesquelles l'atmosphère, et en particulier les nuages, est complètement transparente. Les systèmes actifs utilisent le procédé radar (RADio Detection And Ranging) qui signifie détection et télémétrie par radioélectricité, procédé qui consiste à mesurer la distance radiale (range en anglais) d'un objet par rapport au satellite grâce à l'émission d'ondes électromagnétiques (radio et micro-onde) et la rétro-diffusion par l'objet en question. L'inconvénient de cette technique est qu'elle ne permet qu'une mesure de distance et il existe une ambiguïté angulaire si plusieurs rétro-diffuseurs situés à une même distance de l'antenne renvoient un écho. Le radar a connu son avènement lors de la seconde guerre mondiale où il était utilisé pour détecter les engins ennemis.

Pour palier au problème d'ambiguïté angulaire, on utilise tout d'abord des satellites (ou avions) à visée latérale (side-looking radar ou SLR), qui illuminent une portion de surface perpendiculaire à la ligne de vol du porteur. Mais la résolution en azimuth, c'est-à-dire la direction de déplacement du satellite, est déterminée par la longueur de l'antenne et on utilisait donc des antennes physiquement très grandes, ce qui a donné le nom de Real-Aperture Radar (RAR) ou Radar à Ouverture Réelle. L'avancée qui donna tout son intérêt à l'imagerie radar est le développement du radar cohérent et l'enregistrement de l'amplitude mais également de la phase de l'écho (Wiley, 1954). On peut ainsi combiner plusieurs acquisitions successives d'un même point au sol et une longue antenne est synthétiquement créée, d'où le nom de Radar à Synthèse d'Ouverture (ou Synthetic Aperture Radar, SAR, en Anglais). Le gain en résolution azimuthale des satellites augmente soudainement d'un facteur 10^3 , passant de plusieurs kilomètres à quelques mètres. L'instrument enregistre donc à la fois l'amplitude et la phase du signal rétrodiffusé. L'intensité du rayonnement retour dépend à la fois des caractéristiques du capteur et des propriétés du sol :

$$\frac{P_r}{P_e} = \frac{\lambda^2}{(4\pi)^3} \cdot \frac{G_e - G_r}{R^4} \cdot \sigma_0 \cdot S \quad (2.1)$$

où P_e (resp. P_r) est l'intensité du rayonnement émis (reçu), λ la longueur d'onde, G_e (resp. G_r) le gain de l'antenne d'émission (réception), R la distance entre le satellite et la cible, S l'aire de la surface illuminée et σ_0 le coefficient de rétrodiffusion de la surface.

En raison des deux derniers termes, sur des terrains accidentés, les versants face au radar apparaissent plus clairs que les versants opposés, ce qui donne l'impression de relief caractéristique des images radar (*cf.* Figure 2.1). L'image en amplitude est souvent utilisée comme une image optique pour effectuer de la détection de changement ou du déplacement dans le plan image. L'image en phase, donne une information supplémentaire sur la distance au satellite et permet grâce à des méthodes interférométriques de mesurer des déplacements dans la direction de la ligne de visée (ou Line of Sight, abrégé LOS).

Le premier satellite SAR civil d'observation de la Terre à être lancé fut Seasat, en 1978 et dont l'objectif était l'étude de l'océan. Mais un court-circuit au bout de 100 jours donna à cette mission une fin prématurée. C'est le lancement d'ERS (European Remote Sensing Satellite) par l'Agence Spatiale Européenne en juillet 1991, avec un excellent contrôle orbital et une politique de distribution des données, qui permirent de grandes avancées scientifiques et techniques. L'agence spatiale japonaise avec le lancement de JERS (Japanese Earth Resources Satellite) en 1992 et l'agence spatiale canadienne avec le lancement de Radarsat en 1995 embarquent ensuite dans l'aventure SAR. Les principales caractéristiques des capteurs radar utilisés lors de cette thèse sont résumés dans le tableau 2.2.

2.1.3 Avantages et inconvénients

Avantages

Les méthodes de télédétection sont complémentaires aux mesures *in-situ*. Ces dernières sont indispensables car elles fournissent une vérité terrain avec une précision importante. Par exemple, une

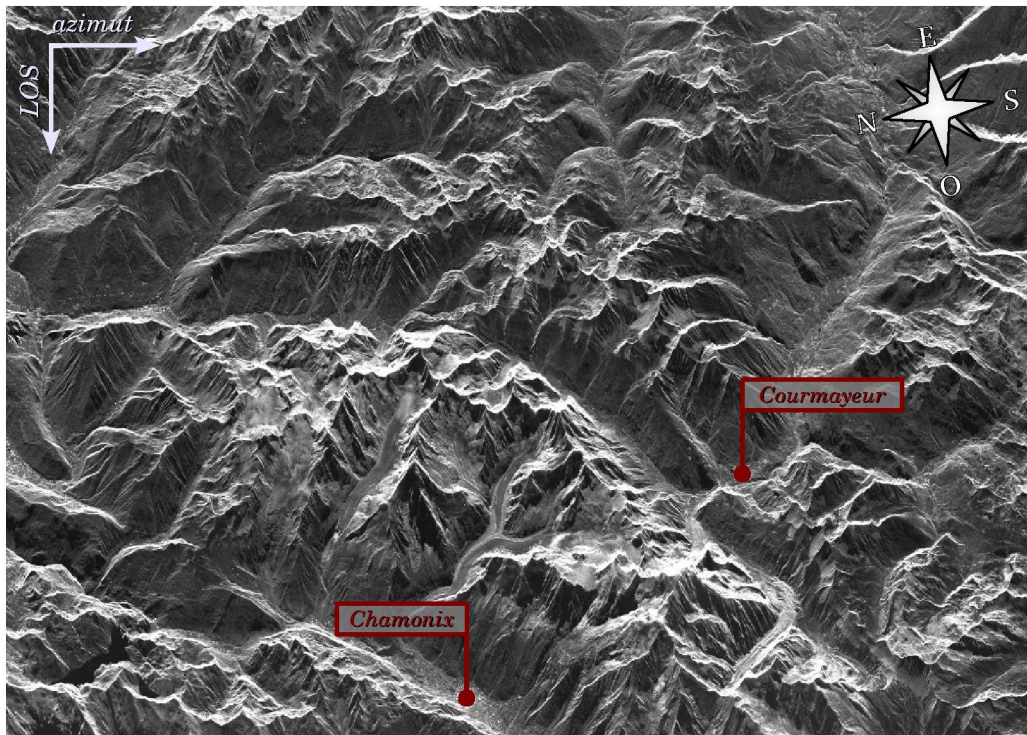


FIGURE 2.1 – Image du massif du Mont-Blanc acquises par TerraSAR-X en 2008 en configuration descendante permettant de voir l'effet relief des images SAR (Fallourd, 2012)

TABLE 2.2 – Caractéristiques principales des différentes missions spatiales avec capteurs actifs abordées dans cette thèse

Mission	Periode	Fréquence	Fauchée	Résolution	Cycle orbital
-	-	GHz	km	m	jours
SRTM-C	Fev. 2000	5.7	225	30	non pertinent
SRTM-X	Fev. 2000	9.7	50	30	non pertinent
TerraSAR-X (StripMap)	2007-	9.65	30	~3	11
TanDEM-X (StripMap)	2010-	9.65	30	~3	11

mesure GPS permet de suivre le déplacement du glacier avec une précision millimétrique à des fréquences horaires (Sugiyama & Gudmundsson, 2004; Ponton *et al.*, 2014; Benoit *et al.*, 2015) très difficilement possible par télédétection. Elles sont donc indispensables pour estimer la fiabilité et la précision des mesures obtenues par satellite qui permettent par la suite d'étudier un massif ou une chaîne dans sa globalité. Le principal avantage des mesures de terrain est la possibilité de choisir librement la résolution spatiale et la répétitivité des mesures. Enfin, la mesure de certaines variables physiques telles que le bilan de masse spécifique ou l'épaisseur de glace sont encore impossibles à mesurer en télédétection. Mais les mesures de terrain sont très coûteuses en terme de ressources humaines et financières, en particulier lorsqu'il s'agit d'effectuer un suivi régulier sur une longue période et sont donc dépendantes de la situation politique (financements, autorisation d'accès à la zone) et de la volonté de quelques individus. Par ailleurs, très peu de glaciers peuvent être suivis régulièrement et les études basées sur les campagnes de terrain posent des problèmes de représentativité des glaciers (Zemp *et al.*, 2009). Enfin, la qualité et la quantité de données mesurées sur le terrain sont très variables, malgré les efforts impulsés par le World Glacier Monitoring Service (WGMS) pour standardiser les mesures (Haeberli *et al.*, 1998).

Le principal avantage de la télédétection satellite est sa couverture globale, avantage important car on a vu que les glaciers sont distribués dans de vastes régions géographiques. Par exemple, les glaciers de la chaîne du Pamir-Karakoram-Himalaya qui font l'objet de cette thèse s'étalent sur plus de 3 000 km d'ouest en est. Par ailleurs, le nombre de glaciers sur Terre est estimé à 198 000 (Pfeffer *et al.*, 2014), bien plus que ce qu'il est concevable d'étudier *in-situ*. Actuellement seuls 2 % des glaciers ont été étudiés *in-situ* (Braithwaite, 2002), principalement dans les Alpes et en Amérique du Nord. En 2009, 228 bilans de masse glaciologiques sont disponibles, sur des périodes de 15 ans en moyenne, mais seuls 30 glaciers ont des mesures continues depuis 1976 et sont utilisés comme références (Zemp *et al.*, 2009).

Ensuite, la plupart des glaciers se trouvent dans des régions souvent difficiles d'accès. De nombreux glaciers himalayens sont situés dans des vallées encaissées, à plus de 4000 m d'altitude et souvent accessibles seulement après plusieurs jours de marche. L'accès à certaines régions est parfois difficile pour des raisons politiques ou parce qu'elles sont situées dans des zones de conflits. L'utilisation de données satellites permet donc d'étudier ces régions de manière beaucoup plus aisée.

Enfin, les satellites d'observation de la Terre sont placés sur des orbites avec une répétitivité allant généralement de quelques jours à quelques semaines. L'ensemble des acquisitions permet ainsi un suivi temporel homogène et inégalé des régions glaciaires. Par ailleurs, l'acquisition systématique par certains satellites permet d'avoir une archive de données et donc des informations sur la situation avant et après un événement particulier (surge par exemple). Toutefois, tout n'est pas favorable à l'utilisation des satellites.

Inconvénients

Résolution spatiale

Les glaciers sont des objets de petite taille lorsqu'on les observe de 700 km d'altitude ! Certains glaciers, comme le glacier de Saint-Sorlin dans les Alpes s'étendent sur moins de 3 km². Selon la résolution du capteur, cela peut représenter seulement quelques pixels. Or pour les techniques telles que la corrélation d'images (*cf.* 2.2.1), il est nécessaire de travailler avec des groupements d'au moins 16x16 pixels. La taille des objets responsables de la texture de l'image (roches, crevasses) est aussi déterminante pour les algorithmes de corrélation. Cela impose donc de travailler uniquement avec des données satellites haute résolution (<30 m pour les glaciers de montagne).

Géométrie

Les glaciers sont principalement situés dans des régions avec une topographie complexe et des pentes élevées. Cela crée des distorsions géométriques qui sont difficiles à corriger lorsque l'on ne

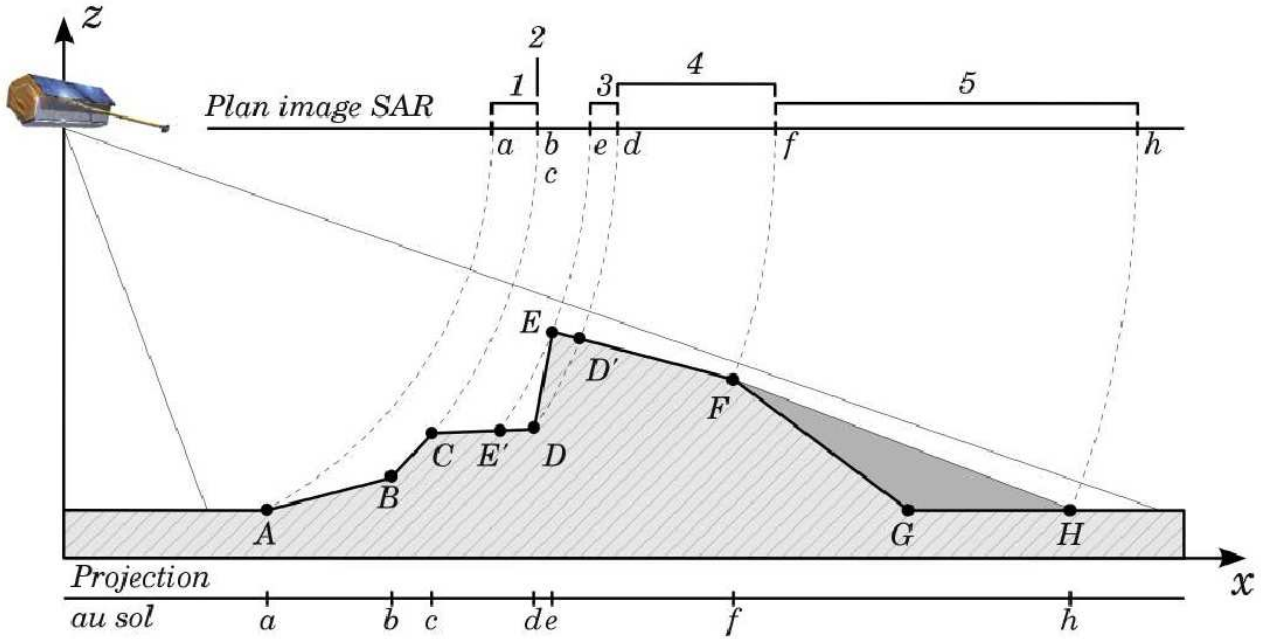


FIGURE 2.2 – Schéma des différentes distorsions géométriques dans la visée radar : (1) zone de compression, (2) zone de recouvrement, (3) zone de repliement, (4) zone de dilatation et (5) zone d'ombre (FG) et d'ombre portée (GH) (Fallourd, 2012)

connait pas avec exactitude la topographie de la zone d'étude.

Sur les images optiques, la présence d'un sommet aux abords du glacier peut créer des ombres, qui sont d'autant plus importantes que l'image a été acquise loin du midi solaire et du solstice d'été. Pour les satellites radar qui ont une visée latérale, les problèmes géométriques sont accrus. Pour les pentes faces à la visée radar, on observe (*cf.* figure 2.2 pour les numéros) :

- des zones de compression (1) pour $0^\circ < \alpha_{pente} < \theta_{SAR}$: l'image est comprimée dans la direction de la ligne de visée.
- des zones de recouvrement (2) pour $\alpha_{pente} = \theta_{SAR}$: tous les échos rétrodiffusés sont concentrés en un seul point.
- des zones de repliement (3) pour $\theta_{SAR} < \alpha_{pente} < 90^\circ$: l'objet est imagé dans le sens inverse donnant l'impression d'être l'image miroir de l'objet réel et vient recouvrir les points équidistants.

Pour les pentes opposées à la visée radar, on observe :

- des zones de dilatation (4) pour $-\theta_{SAR} < \alpha_{pente} < 0^\circ$: l'image est étirée dans la direction de la ligne de visée.
- des zones d'ombre (5) pour $90^\circ < \alpha_{pente} < -\theta_{SAR}$ et les régions situées derrière : ces régions ne sont pas éclairées par le satellite mais sont présentes sur l'image sous forme de pixels sombres.

Contrairement aux pentes face à la visée, ces deux dernières zones donnent naissance à des pixels d'intensité moindre dans l'image SAR. Dans le cas des zones de dilatation, la surface utile à la rétrodiffusion est plus petite que pour les zones de compression, d'où la présence de pixels d'intensité moins forte. Les pixels des zones d'ombre portée sont d'intensité quasiment nulle avec des variations correspondant au bruit du capteur. Ce sont les parties les plus sombres des images.

Condition de surface

De par leur nature, les glaciers sont sujets à de fréquents changements d'état de surface : précipitations, fonte, déformation... Selon le type de capteur satellitaire, la sensibilité à ces changements sera différente. Les satellites optiques sont sensibles aux variations de couleur ou d'albédo de la surface car le signal visible ou IR ne pénètre pas la neige. Les satellites radar eux ne sont pas sensibles à des précipitations récentes car le signal pénètre la neige sèche. En revanche, la cohérence interférométrique

du signal entre deux acquisitions espacées dans le temps diminue rapidement lorsque les propriétés de surface du glacier sont modifiées (Strozzi *et al.*, 2002b). Typiquement, pour les glaciers de montagne, la cohérence du signal est trop dégradée au-delà de 1 à 5 jours selon la saison et l'altitude (Trouvé *et al.*, 2007).

Couverture nuageuse

Les masses atmosphériques qui se déplacent vers une région montagneuse sont contraintes à s'élever en altitude où la température diminue et donc le contenu en vapeur saturant diminue. Pour cette raison, les régions de montagne sont fréquemment sous les nuages, compliquant l'utilisation des données optiques.

Saturation

Dans le domaine visible, la réflectance de la neige et de la glace est importante. Or le gain des capteurs optiques est souvent calibré pour une utilisation sur des sols, des forêts, des zones cultivées... Cela résulte en une image du glacier saturée, sans contraste, rendant impossible par exemple la corrélation d'images. Ces problèmes peuvent être évités soit en programmant des acquisitions avec un gain plus faible, comme ce fut le cas pour SPOT 5 (projet SPIRIT), ou en augmentant la dynamique du signal enregistré (Pléiades, Landsat 8).

Dans la suite nous présentons une synthèse des méthodes fréquemment utilisées à partir de ces deux types de capteurs pour le suivi des glaciers.

2.2 Méthodes appliquées à la mesure de déplacement des glaciers

Dans cette partie, nous présentons les différentes méthodes fréquemment utilisées pour le suivi du déplacement des glaciers. Dans un premier temps, nous nous focaliserons sur les méthodes permettant de mesurer le déplacement de surface des glaciers, lié à leur écoulement. Dans un second temps, nous présenterons les méthodes permettant de mesurer les déplacements verticaux, liés aux variations d'épaisseur des glaciers.

2.2.1 Vitesse d'écoulement de surface

Corrélation d'images

La manière la plus intuitive de mesurer le déplacement d'un glacier est de suivre les structures qui se déplacent avec lui (crevasses, débris...) entre deux images de la même région acquises à des instants différents. Ainsi, Lucchitta & Ferguson (1986) ont pu, en suivant manuellement ces structures sur une série d'images Landsat du glacier Bird en Antarctique, mesurer des vitesses de l'ordre de 1 km/an. Toutefois, des méthodes dites de corrélation d'images, permettent de mesurer de manière automatique le déplacement de ces structures entre une première image, appelée image maître, et une seconde image, appelée esclave, acquise après un intervalle de temps Δt . Dans cette méthode, des fenêtres (typiquement quelques dizaines de pixels de large) sont extraites de l'image maître et comparées successivement à des fenêtres de même taille extraites de l'image esclave, dans un voisinage spatial défini, grâce à une fonction de similarité. La position du maximum de similarité au sein de ce voisinage spatial, interpolée à une fraction de pixels, donne une estimation du déplacement. La méthode sera décrite plus en détail dans la section 4.2.3. Cette méthode peut s'appliquer à des images optiques, ou bien à des images SAR, en utilisant soit le signal d'amplitude (appelé intensity tracking), soit au signal de phase (coherence tracking) (Strozzi *et al.*, 2002b).

Cette méthode a l'avantage d'être relativement simple et de permettre de mesurer un déplacement

en deux dimensions, ce qui n'est pas le cas du traitement InSAR ci-dessous. Toutefois, cette méthode ne fonctionne pas dans les zones de saturation ou en l'absence de texture sur les surfaces étudiées, ce qui peut arriver fréquemment dans les zones d'accumulation des glaciers. Elle est également inefficace dans le cas de la présence de nuages sur les images optiques. De plus, elle nécessite de travailler avec des fenêtres de corrélation typiquement de plusieurs dizaines de pixels et le déplacement mesuré est donc représentatif d'une zone étendue plutôt que d'un point précis. Enfin, bien que les algorithmes de corrélation soient de plus en plus performants et aient des précisions bien inférieures à la taille du pixel (1/5 de pixel pour Berthier *et al.* (2005), 1/20 pour Strozzi *et al.* (2002b)), la limitation vient généralement des problèmes de coregistration de la paire d'image (Berthier *et al.*, 2005; Scherler *et al.*, 2008). Pour des images haute-résolution comme celles utilisées lors de cette thèse (10-30m), l'incertitude sur le déplacement mesuré est de plusieurs mètres (Scherler *et al.*, 2008; Copland *et al.*, 2009; Dehecq *et al.*, 2015), ce qui impose de travailler avec des images espacées dans le temps, avec les risques de changements et de déformations de la surface que cela implique.

Scambos *et al.* (1992) ont appliqué une intercorrélation centrée-normalisée (*cf.* section 4.2.3) pour mesurer les vitesses d'écoulement de glaciers en Antarctique à partir d'images Landsat. Kääb (2002) et Berthier *et al.* (2005) ont montré que cette méthode peut s'appliquer aux glaciers de montagne, à partir d'images ASTER et SPOT respectivement. La haute résolution des images ainsi que l'efficacité de l'algorithme utilisé qui détermine le pic de corrélation de 1/2 à 1/20 de pixel permettent de suivre des structures plus petites avec une précision de quelques cm/jour, qui se rapproche de la précision que l'on peut obtenir avec l'interférométrie radar. Berthier *et al.* (2005) sont ainsi en mesure d'observer une augmentation de vitesse de 10 % du glacier de la Mer de glace consécutive à la canicule d'août 2003. Copland *et al.* (2009) ont produit une carte de déplacement de toute la région du Karakoram central (glacier de Biafo, Baltoro, Panmah, Skamri...) entre 2006 et 2007 à partir d'images ASTER (*cf.* figure 2.3). Ils montrent que la corrélation optique est pertinente pour l'étude de la dynamique des glaciers et valident la méthode à l'aide de données GPS. Cette méthode a été appliquée avec des images SAR pour la région du Mont-Blanc (Fallourd *et al.*, 2011), de l'Everest (Luckman *et al.*, 2007), du Baltoro (Quincey *et al.*, 2009a) et récemment avec des images du satellite Sentinel-1a (McMillan *et al.*, 2014). Heid & Kääb (2012b) ont exploité la longue série temporelle offerte par la mission Landsat pour analyser les variations d'écoulement de surface des glaciers dans 6 régions du globe sur la période 1985-2011. Enfin, des études de plus en plus nombreuses ont montré le potentiel des archives satellites pour mesurer des champs de vitesse à des échelles de massifs entiers. Willis *et al.* (2012) ont traité 124 paires d'images ASTER sélectionnées manuellement pour produire des champs de vitesse pour les 3593 km² de glaciers du Nord de la Patagonie sur la période 2000-2011. Burgess *et al.* (2013b) ont appliqué cette méthode à 344 paires d'images ALOS acquises entre 2007 et 2010 sur l'Alaska mais seulement 60 sont sélectionnées manuellement pour produire une mosaïque finale sur toute la région. Enfin, Scherler *et al.* (2011a) ont produit des champs de vitesse le long des lignes centrales d'écoulement de glaciers dans différentes régions de l'Himalaya à partir de 657 images ASTER et SPOT sur la période 2000-2008.

Interférométrie SAR

L'interférométrie SAR, ou InSAR, consiste à soustraire la phase de 2 images SAR (modulo 2π) pour mesurer les changements de distance entre la cible et le satellite. La cible doit être cohérente entre les 2 acquisitions, c'est-à-dire qu'elle doit rétro-diffuser le signal de manière similaire lors des 2 acquisitions. En pratique, cela veut dire que la surface ne doit pas changer de propriétés physiques trop rapidement et qu'elle doit être vue sous des angles très proches (ligne de base faible). Le résultat de la différence de phase consiste en un système de franges, appelé interférogramme (*cf.* figure 2.4), dans lequel la phase varie entre 0 et 2π (on dit que l'interférogramme est enroulé). Il est donc nécessaire de dérouler la phase, c'est-à-dire estimer les sauts de 2π , pour produire un champ de déplacement continu.

La différence de phase est sensible à différents facteurs : l'écart entre les orbites des 2 acquisitions,

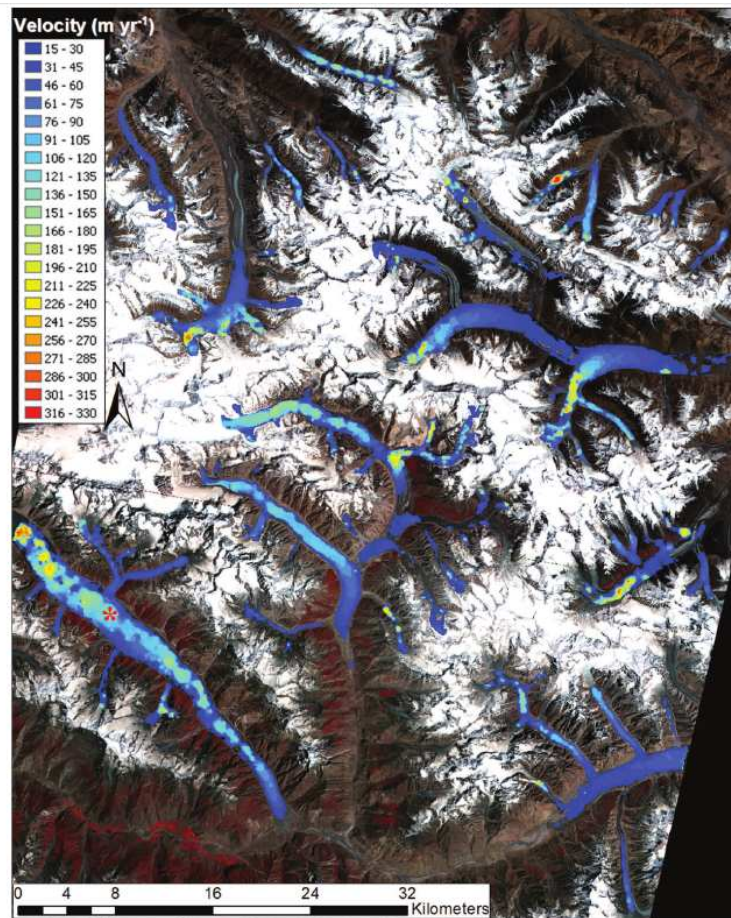


FIGURE 2.3 – Vitesse d'écoulement des glaciers du Karakoram obtenu par corrélation d'images ASTER (Copland *et al.*, 2009)

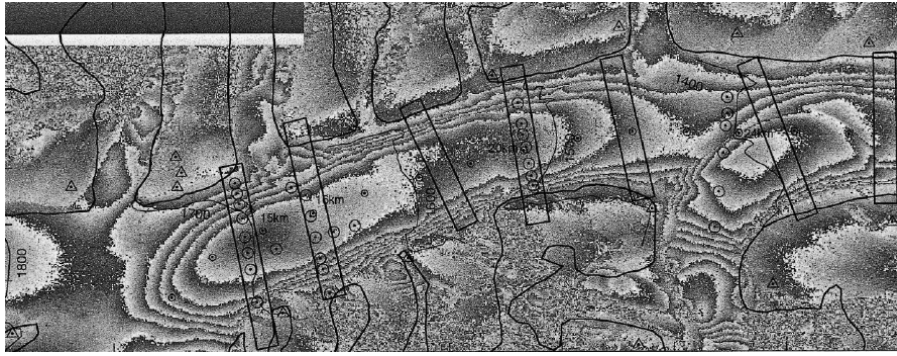


FIGURE 2.4 – Exemple de franges d’interférences sur le glacier de Black rapids en Alaska (issu de Rabus & Fatland (2000))

la topographie, le déplacement de la surface imagée, la densité et le contenu en eau atmosphérique, le bruit du capteur... :

$$\Phi = \Phi_{orbite} + \Phi_{topo} + \Phi_{dépl} + \Phi_{atmo} + \Phi_{bruit} \quad (2.2)$$

Les orbites sont généralement très bien connues ou peuvent être calculées a posteriori. Si la topographie est connue, en utilisant un Modèle Numérique de Terrain (MNT) de référence (qui peut être produit grâce à une seconde paire SAR) on peut soustraire la contribution topographique (on parle alors d’interférométrie différentielle) et mesurer le déplacement. Toutes les autres contributions (atmosphériques, bruit) doivent être corrigées ou estimées pour déduire une mesure la plus précise possible.

Les principaux avantages de l’InSAR sont bien entendu sa capacité à imager par tous temps, de jour comme de nuit. Par ailleurs, cette méthode permet une mesure précise, de déplacements subcentimétriques (une fraction de la longueur d’onde utilisée, Prati *et al.* (2010)) et à la résolution native du capteur (parfois pour réduire le chatoiement ou "speckle" des images SAR, on peut moyenner le signal sur plusieurs pixels, mais ceci n’est pas indispensable comme dans le cas de la corrélation d’images).

Mais l’InSAR a aussi son lot d’inconvénients. Le traitement des données est bien plus lourd que dans le cas de la corrélation d’images, en particulier il nécessite un bon MNT et le déroulement de phase peut s’avérer difficile. La géométrie est également plus complexe (repliement, zones d’ombre) et le signal est sensible aux conditions atmosphériques (pression, température, humidité) difficiles à modéliser en milieu montagneux. De plus, le déplacement est mesuré uniquement dans la ligne de visée (LOS), ce qui rend la méthode insensible aux déplacements perpendiculaires à la LOS et requière des hypothèses importantes sur la direction d’écoulement pour reconstruire le déplacement 3D à partir d’une seule projection (au lieu de 2 pour la corrélation). Toutefois, il est possible de mesurer un déplacement 2 ou 3D à partir de plusieurs interférogrammes acquis dans des configurations différentes, si la quantité de données le permet (Yan *et al.*, 2012). Il est aussi possible d’obtenir deux projections à partir d’une seule paire grâce à la technique d’InSAR à ouverture multiple (Gourmelen *et al.*, 2011). Enfin, la perte de cohérence rapide sur les glaciers oblige à travailler avec des images acquises à quelques jours d’intervalle seulement, ce qui limite grandement le nombre de données utilisables.

Les premières études InSAR appliquées aux glaciers ont été faites pour les glaciers polaires de grande taille (Goldstein *et al.*, 1993; Rabus & Fatland, 2000) à partir de données ERS à 3 jours d’intervalle. Suite à l’amélioration du calcul des orbites satellitaires et la mission SRTM de la NASA qui permet de simuler les franges topographiques et de les soustraire du signal, une application de l’InSAR à la mesure de déplacement des glaciers de montagne devient possible comme le prouvent Luckman *et al.* (2007) dans la région de l’Everest à partir de données ERS-tandem. Ils estiment l’incertitude de mesure à 1,7 cm/jour. A la même période, Trouvé *et al.* (2007) effectuent une analyse similaire sur les glaciers du massif du Mont-Blanc, de taille encore plus petite, à l’aide d’un MNT

plus précis obtenu par photogrammétrie. Ils estiment cependant les incertitudes à plusieurs cm/jour. Enfin, Quincey *et al.* (2009b) ont confirmé le potentiel de la méthode pour les glaciers de la région de l'Everest, mais peut-être en raison de la taille réduite de l'archive SAR utilisable avec les contraintes précisées plus haut, aucune étude n'a encore porté sur l'ensemble de la chaîne.

2.2.2 Variations d'épaisseur

Méthode géodétique

La méthode géodétique consiste à comparer deux MNT acquis à des instants différents pour en déduire les variations de volume, et donc le bilan de masse des glaciers à partir d'hypothèses sur la densité. Les MNT peuvent être issus de campagnes de cartographie, mais pour des études à grande échelle, ils sont souvent produits à partir de données satellites, par les approches résumées ci-dessous.

Interférométrie SAR

L'InSAR peut également être utilisée pour produire des MNT à partir d'une paire d'images SAR. A partir de l'équation 2.2, en faisant l'hypothèse que les termes de déplacement $\Phi_{dépl}$ et atmosphérique Φ_{atmo} sont négligeables entre les deux acquisitions, on peut mesurer le terme topographique Φ_{topo} . C'est une hypothèse forte si les deux images ont été acquises à deux instants différents (repeat-pass) par un même satellite après une ou plusieurs périodes de revisite. Il peut alors être nécessaire de corriger les erreurs liées à l'atmosphère ou au déplacement de la surface entre les deux acquisitions. Dans les cas les plus favorables, les images sont acquises au même instant (single-pass) comme ce fut le cas de la Shuttle Radar Topography Mission (SRTM) : lors de cette mission de la NASA, la navette spatiale américaine a survolé la Terre pendant 11 jours en février 2000 et a acquis des données en bande C (5,7 GHz) et en bande X (9,7 GHz), simultanément sous la navette spatiale et à partir d'un bras de 60m orienté perpendiculairement à la ligne de vol. Cette mission a permis la création d'un MNT quasi-global (entre 57 °S et 60 °N) avec un échantillonnage horizontal de 30 m et une précision verticale de 16 m (Farr *et al.*, 2007). Plus récemment, le satellite TanDEM-X lancé en 2010 a été placé sur une orbite située à environ 250 m de son jumeau TerraSAR-X (1 satellite émet et 2 reçoivent) afin de produire un MNT global avec un échantillonnage horizontal de 12 m et une précision verticale de 2 m (Zink *et al.*, 2007).

Photogrammétrie

L'acquisition stéréoscopique de deux images optiques d'une même zone avec un angle différent permet de produire des MNT par photogrammétrie. Plusieurs satellites ont des capacités stéréoscopiques : les satellites français SPOT (Satellites Pour l'Observation de la Terre) depuis 1986, l'instrument ASTER de la mission américaine Terra ou plus récemment les satellites Pléiades.

De nombreuses études ont utilisé conjointement ces différentes sources de MNT. Ainsi, Bolch *et al.* (2011) sont en mesure de calculer un bilan de masse pour les glaciers de la région de l'Everest sur plusieurs décennies en comparant des données Corona de 1962 et 1970 avec des données plus récentes Cartosat-1 et ASTER. La qualité médiocre des images Corona donne une incertitude finale sur les variations d'altitude d'environ 2,5-2,7 m mais la grande période temporelle couverte permet de mesurer des variations de volume significatives. En comparant des MNT produits à partir d'images stéréo SPOT 5 acquises entre 2008 et 2011 avec le MNT SRTM, Gardelle *et al.* (2013) mesurent le bilan de masse de 9 régions du Pamir-Karakoram-Himalaya. Les incertitudes de ce type d'étude sont principalement dominées par la mauvaise connaissance de la pénétration en bande C. Ce type d'incertitude peut être réduit en comparant des données de même type, par exemple Neckel *et al.* (2013) comparant des MNT produits à partir de données TanDEM-X et de la mission SRTM-X sur le plateau tibétain. Enfin, Berthier *et al.* (2014) utilisent des données SPOT et Pléiades pour mesurer le bilan de masse des glaciers de 5 régions du globe. La très haute résolution des images Pléiades permet d'obtenir des MNT avec une précision verticale inférieure au mètre.

Altimétrie

Le principe de l'altimétrie satellite est simple : le temps d'aller-retour d'une impulsion (laser ou radar) émise au nadir est mesuré puis converti en distance. Connaissant l'orbite du satellite, on est capable d'estimer l'altitude de la cible. Parmi les satellites altimétriques existants, seuls deux sont exploitables pour les glaciers de montagne.

ICESat

L'altimètre GLAS à bord du satellite ICESat lancé en 2003 par la NASA est de type LIDAR, il émet des pulses lasers de forte puissance aux longueurs d'onde 1064 nm (infrarouge) et 532 nm (vert) réfléchis par la surface, il est donc stoppé par la couverture nuageuse. L'empreinte au sol est d'environ 70 m de diamètre répétée tous les 170 m et il permet une mesure de variation d'altitudes avec une précision de positionnement de ± 6 m horizontalement et ± 15 cm verticalement (Schutz *et al.*, 2005). Il a fonctionné durant 7 ans avant que la défaillance du dernier laser en octobre 2009 ne mette fin à la mission. Une mission ICESat II est prévue pour lancement en 2016.

Essentiellement conçu pour étudier les calottes polaires, ces données ont permis de mesurer les variations d'épaisseur des calottes antarctique et groenlandaises (Pritchard *et al.*, 2009; Howat *et al.*, 2008). Toutefois, le pas d'échantillonnage n'est pas tout à fait adapté à l'étude des glaciers de montagne. En particulier, les points de croisement, c'est-à-dire les points pour lesquels le satellite a mesuré l'altitude deux fois au même lieu exactement (méthode des cross-over), sont très rares, ce qui n'est pas un problème pour les calottes où la topographie régulière permet des interpolations faciles, mais le devient dans les régions accidentées de montagne. Toutefois, en comparant les mesures d'ICESat avec d'autres MNT comme celui de la mission SRTM, Kääb *et al.* (2012, 2015) ont pu estimer les changements d'élévation et donc effectuer un bilan de masse de l'ensemble de la chaîne himalayenne pour la période 2003-2008. Des études similaires ont été appliquées à l'ensemble des glaciers et calottes polaires (Gardner *et al.*, 2013). Toutefois, ce type de données ne permet pas d'estimer les processus à fine échelle.

CryoSat-2

CryoSat-2 (CS2) a été développé par l'Agence Spatiale Européenne (ESA) et lancé en 2010 pour fournir spécifiquement des mesures de l'élévation de la glace de mer, des calottes polaires mais aussi des marges de calottes, petites calottes et glaciers de montagne.

L'altimètre SIRAL (SAR Interferometer Radar ALtimeter) à bord du satellite est l'un des plus sophistiqués jamais lancé dans l'espace et peut fonctionner selon 3 modes. Dans le mode le plus simple (LRM), il fonctionne comme un altimètre radar classique en mesurant le temps aller-retour d'une impulsion radar à la fréquence 13,575 GHz (bande Ku, $\lambda \sim 2,2$ cm) avec une empreinte au sol de 15 km de diamètre (Wingham *et al.*, 2006). Le mode SARM inclut un traitement "delay Doppler" (Raney, 1998) qui permet de réduire la résolution azimutale à 300 m. Enfin, en mode interférométrique (SARIn), l'instrument effectue la différence interférométrique du signal cohérent reçu par 2 antennes placées perpendiculairement à la ligne de vol afin de localiser la position perpendiculairement à la ligne de vol de l'écho le plus proche. Ce mode n'est utilisé que lorsque la topographie est plus complexe : marges d'inlandsis, calottes glaciaires, glaciers de montagne (Himalaya, Svalbard...).

CS2 présente donc l'avantage d'imager une région du sol beaucoup plus importante que ICESat tout en permettant de localiser la mesure à une zone de diamètre inférieure à 300 m et ceci quelle que soit la couverture nuageuse. Un objectif secondaire de la mission est l'étude des variations d'épaisseur des glaciers de montagne, toutefois, aucune étude n'a encore porté sur l'analyse des données CS2 au dessus des glaciers de montagne, c'est pourquoi une des contributions de cette thèse a été d'évaluer le potentiel de CS2 à mesurer les changements d'élévation des glaciers himalayens et alpins.

2.3 Conclusions

Nous avons montré dans ce chapitre que les données de télédétection sont nombreuses et permettent le suivi de glaciers sur de larges régions géographiques avec une fréquence d'acquisition inégale. De nombreuses études ont montré le potentiel de ce type de données pour la mesure des variations d'élévation ou de vitesse d'écoulement de surface des glaciers. Nous avons à disposition aujourd'hui une archive considérable et pour une majorité librement accessible. Les missions Landsat 5 et 7 ont effectuées à elles seules plus de 800 000 acquisitions de la surface de la Terre entre 1984 et 2011 (Kovalsky & Roy, 2013). La quantité de données compressées acquises chaque jour par la nouvelle génération des satellites Sentinel-1 et -2 est estimée à 1.6To. Par ailleurs, les politiques actuelles des différentes agences spatiales internationales est à la libre distribution des données pour la recherche, comme le montre l'ouverture de l'archive Landsat en 2009 ou la distribution des données Sentinel par l'ESA (Wulder & Coops, 2014).

Toutefois, jusqu'à aujourd'hui, seule une infime partie de cette information a été traitée, puisque la majorité des études tendent à se focaliser sur des régions restreintes, à partir d'images sélectionnées manuellement. Les enjeux à venir consistent à montrer l'intérêt de produire une telle masse de données et notre capacité à la traiter. Un des objectifs de cette thèse est donc de tirer profit de cette archive pour analyser l'évolution de la dynamique des glaciers de montagne, à l'échelle de massifs entiers, sur la quarantaine d'années d'archive disponible.

Références

Sur les principes de base de la télédétection :

<https://www.rncan.gc.ca/sciences-terre/geomatique/imagerie-satellitaire-photos-aeriennes/imagerie-satellitaire-produits/ressources-educatives/9310>

<http://www.geographie.ens.fr/IMG/file/kergomard/Teledetection/CTeledetection.pdf>

Pour un historique de la télédétection aéroportée et en savoir plus sur les pigeons photographes :

<http://optronique.net/defense/systeme/avionique/debuts-reconnaissance-aeroportee>

Quelques références en matière de traitement SAR :

Massonnet, D., et J. C. Souyris. Synthetic Aperture Radar Imaging. EFPL Press, 2008.

Maître, H. Traitement des images de RSO. Traité IC2, série Signal et image, 2000.

http://perso.telecom-paristech.fr/~almansa/MVA-ISat/biblio/polyradar_TelecomParisTech_2012.pdf

Quelques liens utiles :

<http://database.eohandbook.com/index.aspx>

Chapitre 3

Régions d'étude

Lors de cette thèse, nous nous sommes focalisés sur deux régions en particulier : les Alpes et le Pamir-Karakoram-Himalaya.

Les Alpes ont été choisies car elles constituent un formidable site test afin de valider et calibrer les méthodes utilisées. Des mesures de bilan de masse ou de vitesse d'écoulement des glaciers y sont en effet effectuées depuis plus d'un siècle. Par ailleurs, c'est une région fortement urbanisée et les risques liés aux glaciers y sont fortement accrus. Enfin, les glaciers y jouent un rôle économique important en raison des installations hydro-électriques nombreuses et de l'activité touristique.

L'ensemble des glaciers présents du Tadjikistan au Bhoutan, en passant par la Chine, l'Inde et le Népal, représente le plus grand volume de glace en dehors des régions polaires. Néanmoins, une erreur grossière parue dans le rapport du GIEC (Groupe d'experts Intergouvernemental sur l'Evolution du Climat) de 2007 (Cruz *et al.*, 2007) et pointée par Cogley *et al.* (2010) a montré le manque flagrant d'observations sur l'évolution de ces glaciers. Ils ont en effet affirmé que la disparition des glaciers himalayens était très probable d'ici à 2035, ce qui signifierait un retrait des glaciers 25 fois plus rapide sur la période 1999-2035 comparé à la période 1960-1999. Il semblerait que cette erreur provienne d'une mauvaise interprétation d'un rapport qui aurait estimé le recul des glaciers **de l'ensemble du globe** de 500 000 à 100 000 km² d'ici à... 2350 (Kotliakov, 1996). Cette erreur a éveillé la curiosité de la communauté scientifique, comme en témoigne la forte participation au congrès de l'International Glaciological Society (IGS) sur la glaciologie dans les montagnes asiatiques en mars 2015. Le champ de connaissances sur cette région s'est donc fortement élargi ces dernières années, en particulier grâce à la télédétection satellite, mais de nombreuses observations sont encore nécessaires afin de mieux évaluer l'évolution passée et future de ces glaciers.

L'objectif de ce chapitre est de présenter les caractéristiques des glaciers des Alpes et du Pamir-Karakoram-Himalaya, ainsi que les connaissances actuelles sur leur évolution sur les 150 dernières années.

3.1 Les glaciers alpins

3.1.1 Présentation

Les Alpes sont le berceau de l'alpinisme et de la glaciologie, c'est pourquoi on donne souvent le nom de glacier alpin aux glaciers de montagne qui présentent des caractéristiques similaires. Les glaciers des Alpes sont caractérisés par une accumulation importante en hiver, décalée par rapport à la période d'ablation qui a lieu généralement de juin à septembre. Ils couvrent une surface d'environ 2000 km² (soit environ 2 % de la surface des Alpes), parmi lesquels ~300 km² sont situés en France, pour un volume total de 117 km³ (Huss & Farinotti, 2012). Ils ont donc une contribution potentielle à l'élévation du niveau des mers de 0.3 mm. La ligne d'équilibre est située entre 2700 et 3300 m selon

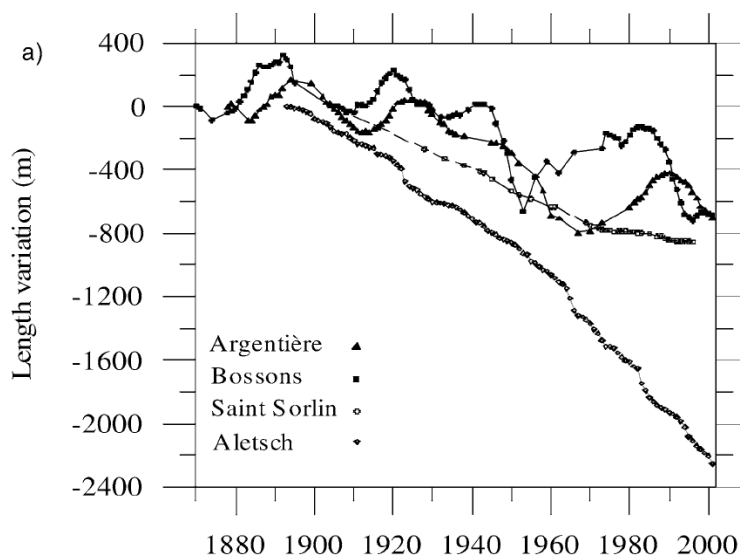


FIGURE 3.1 – Variations de longueur de plusieurs glaciers alpins de 1870 à 2002 (Vincent *et al.*, 2005)

l'orientation du glacier et l'année étudiée (Rabatel *et al.*, 2013).

3.1.2 Evolution depuis 150 ans

Front des glaciers

Les glaciers alpins sont observés depuis plus d'un siècle, ainsi le front de certains glaciers est suivi depuis 1870 et certaines mesures plus anciennes peuvent même être déduites de peintures ou de textes historiques (Vincent *et al.*, 2004). Les observations sur l'évolution sont communes à tous les glaciers des Alpes ainsi observés : la tendance est au recul du front des glaciers depuis la fin du petit âge glaciaire, il y a environ 150 ans, avec des valeurs de 0.8 à 2.3 km (*cf.* figure 3.1). Avant cette période, on observe une stagnation de la position du front depuis les premières estimations à la fin du XVIème siècle jusqu'à 1850 avec des fluctuations de l'ordre de ± 200 m (Vincent *et al.*, 2004).

Il est à noter que des fluctuations observées pour les glaciers d'Argentière et des Bossons ne sont pas observées sur les autres glaciers d'Aletsch et Saint-Sorlin (*cf.* figure 3.1). Celles-ci ne peuvent s'expliquer ni par la taille (Aletsch ~ 127 km², Saint-Sorlin ~ 3 km²), ni par le régime climatique commun à ces glaciers. De même, les fluctuations observées pour Argentière et les Bossons ne sont pas synchrones. Ceci traduit la complexité de la réponse du front du glacier au forçage climatique et la nécessité d'analyser de longues séries temporelles.

Bilans de masse

D'après le World Glacier Monitoring Service (WGMS, 2013), des mesures de bilan de masse ont été effectuées sur 54 glaciers des Alpes, dont les plus anciennes remontent à 1884 (glacier du Rhone en Suisse, période 1884-1908). L'ensemble des mesures disponibles sur le site du WGMS (www.wgms.ch/metadatabrowser.html) depuis 1945¹ sont représentées sur la figure 3.2. Huss *et al.* (2015) ont observé que les bilans de masse des glaciers de Clariden, Silvretta et Aletsch sont majoritairement négatifs sur la période 1920-1965, avec une accélération vers 1940. Des années 1960 jusqu'à la fin des années 1980, le bilan est plus contrasté : certains glaciers perdent de la masse, d'autres ont un bilan

1. en excluant les premières mesures sur le glacier du Rhone et puisque malheureusement les mesures effectuées sur les glaciers de Clariden, Silvretta, Aletsch et Tsanfleuron (Huss *et al.*, 2015) n'ont pas encore été ajoutées à la base de données au moment de la rédaction.

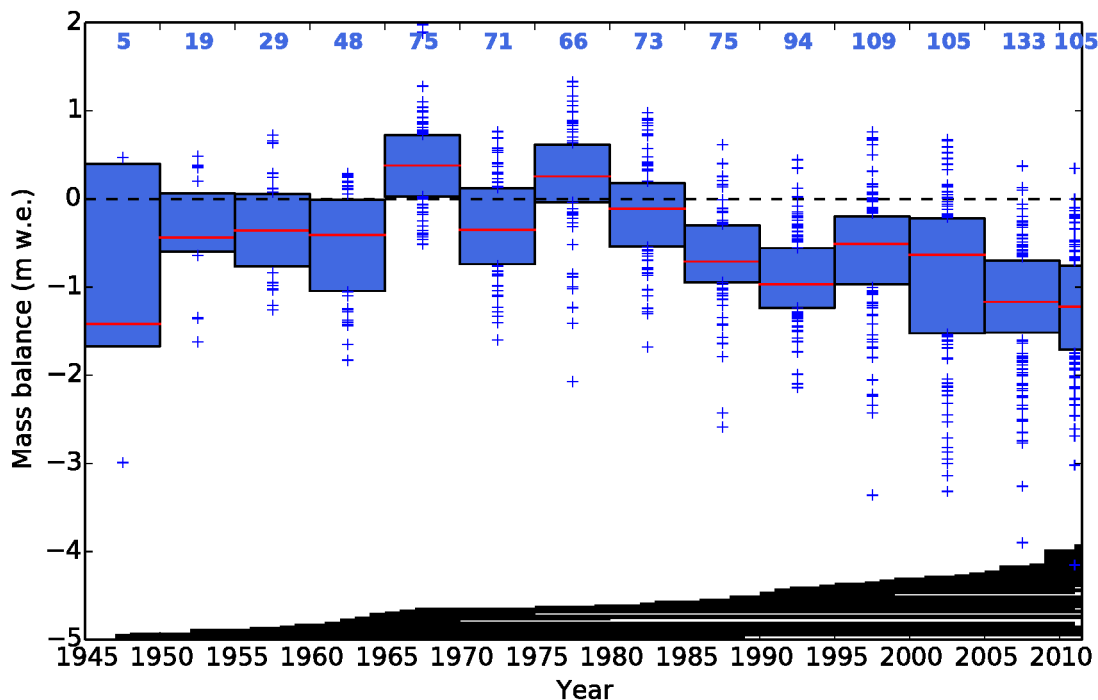


FIGURE 3.2 – Ensemble des bilans de masse glaciologiques mesurés dans les Alpes (WGMS 2013) depuis 1945 par période de 5 ans. Les traits rouges donnent la médiane, les rectangles bleus représentent les 1er et 3ème quartiles et les croix sont les valeurs en dehors de cet intervalle. La période couverte par les études est représentée en traits noirs en bas de la figure et le nombre de mesures par période est donné en bleu, en haut de la figure.

positif sur cette période (Figures 3.2 et 3.3). Cette avancée peut s'expliquer par un bilan hivernal croissant, lié à une augmentation des précipitations, survenue légèrement plus tôt que l'augmentation de l'ablation estivale (Vincent *et al.*, 2004). Depuis 1980, la majorité des bilans de masse rapportés dans les Alpes montrent une perte de masse des glaciers, avec un rythme sans précédent depuis que les mesures existent (Figure 3.2) avec une exception vers la fin des années 1940.

Fischer *et al.* (2015) estiment par méthode géodétique le bilan de masse des glaciers suisses sur la période 1980-2010 à $-0.62 \pm 0.07 \text{ m a}^{-1} \text{ w.e.}$ soit un volume total de $-22.51 \pm 1.76 \text{ km}^3$, avec des variations de -0.52 à $-1.07 \text{ m a}^{-1} \text{ w.e.}$. L'intensité de la réponse peut être très variable d'un glacier à l'autre, ainsi pour la période 1953-1999, le bilan de masse annuel moyen est de $-0.70 \text{ m a}^{-1} \text{ w.e.}$ pour Sarennes, $-0.30 \text{ m a}^{-1} \text{ w.e.}$ pour Saint-Sorlin (éloigné de 3 km) et seulement $-0.10 \text{ m a}^{-1} \text{ w.e.}$ pour Argentières. Ces différences s'expliquent par les différences de configuration, l'altitude de la ligne d'équilibre et l'exposition de ces glaciers. Néanmoins, on observe une simultanéité dans les fluctuations des bilans de masse de tous ces glaciers (Figure 3.3), ce qui montre bien que les glaciers alpins répondent à un forçage climatique commun.

Lorsque des bilans de masse saisonniers existent, ceux-ci montrent que les variations des bilans de masse hivernaux sont assez faibles ($< 0.20 \text{ m a}^{-1} \text{ w.e.}$ pour les moyennes décennales d'après Huss *et al.* (2015)) et ne sont pas cohérentes entre glaciers. Au contraire, les bilans estivaux ont des évolutions similaires à travers les Alpes (Figure 3.4) et expliquent une part importante des variations de bilans de masse annuels sur les dernières décennies (Huss *et al.*, 2015; Vincent *et al.*, 2004). Ceci indique que l'évolution des glaciers alpins observée ces dernières décennies aurait pour origine une augmentation des températures estivales et de l'ablation.

La sensibilité des glaciers aux variations climatiques se mesure notamment par l'évolution de l'altitude de la ligne d'équilibre (ELA). Rabatel *et al.* (2013) ont observé une élévation de l'ELA de

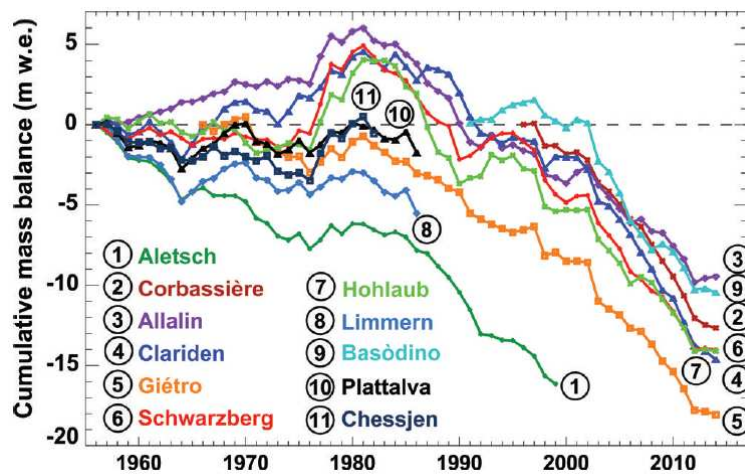


FIGURE 3.3 – Bilan de masse cumulé de différents glaciers des Alpes suisses, classés par taille décroissante (Huss *et al.*, 2015)

170 m sur la période 1984-2010 dans les Alpes occidentales, concomitant avec une augmentation du bilan énergétique de 14 W à 3000 m (soit une ablation de $0.5 \text{ m a}^{-1} \text{ w.e.}$ si toute l'énergie est dépensée pour faire fondre la glace). Huss *et al.* (2015) estiment qu'une élévation de 100 m de l'ELA induit un changement de bilan de masse de $-0.3 \text{ m a}^{-1} \text{ w.e.}$ pour les glaciers d'Allalin, Hohlaub et Giétro, de $-0.7 \text{ m a}^{-1} \text{ w.e.}$ pour Silvretta et Schwarzberg et $-1.3 \text{ m a}^{-1} \text{ w.e.}$ pour Clariden. Une telle différence indique une sensibilité très différente des glaciers en raison de leur géométrie et du climat local.

Vitesses d'écoulement

Des mesures de vitesse pour les glaciers d'Hinterseisferner (HEF) et Kesselwandferner (KWF) dans les Alpes autrichiennes existent depuis 1894 et 1968 respectivement, de manière quasi continue, bien que les points de mesure ne soient pas identiques d'une année à l'autre (Span *et al.*, 1997; Span & Kuhn, 2003). En Suisse, le glacier d'Unteraar est suivi depuis 1924 (Huss *et al.*, 2007), alors que les glaciers de Giétro et Corbassière sont suivis respectivement depuis 1967 et 1955 (Herren *et al.*, 2001). En Autriche, les glaciers de Pasterze, Vernagtferner et Ödenwinkelkees ont été suivis de manière régulière pendant au moins la deuxième partie du XX^{ème} siècle (Span & Kuhn, 2003). En France, 4 glaciers sont suivis depuis 1993 dans le cadre du service d'observation GLACIOCLIM (<http://www-lgge.ujf-grenoble.fr/ServiceObs/>) : Argentièrre, Mer de Glace, Gébroulaz et Saint-Sorlin, mais des mesures de vitesse moins systématiques ont également été effectuées sur Saint-Sorlin depuis 1957 (Vincent *et al.*, 2000), Argentièrre depuis 1975 (Vincent *et al.*, 2009) et Mer de Glace depuis 1912 (Lliboutry & Reynaud, 1981). On observe pour ces glaciers une période d'accélération vers la fin des années 1970-80, concomitante avec l'augmentation du bilan de masse observée dans les Alpes (Figure 3.5).

Par ailleurs, le glacier d'Argentièrre est un site unique puisque la vitesse basale y est mesurée de manière continue tout au long de l'année, grâce à un tunnel creusé sous le glacier dans les années 1970 suite à l'aménagement hydro-électrique d'Emosson (Vivian & Zumstein, 1973). Le système, appelé cavitomètre, est constitué d'un bras de 3m de longueur auquel est fixé une roue qui roule sur la base du glacier. Un roulement sans glissement est assuré grâce aux impuretés ancrées dans la glace (sable, fragments rocheux) et à un contre-poids de 70 kg situé à l'autre extrémité du bras. Ce système a été installé en 1971 par R. Vivian (Vivian, 2005) et ré-installé par L. Moreau en 1986. Il est encore utilisé aujourd'hui (Moreau *et al.*, 2010; Benoit *et al.*, 2015). Ce système est une opportunité unique au monde de suivre la vitesse basale d'un glacier avec une grande précision et une haute résolution temporelle.

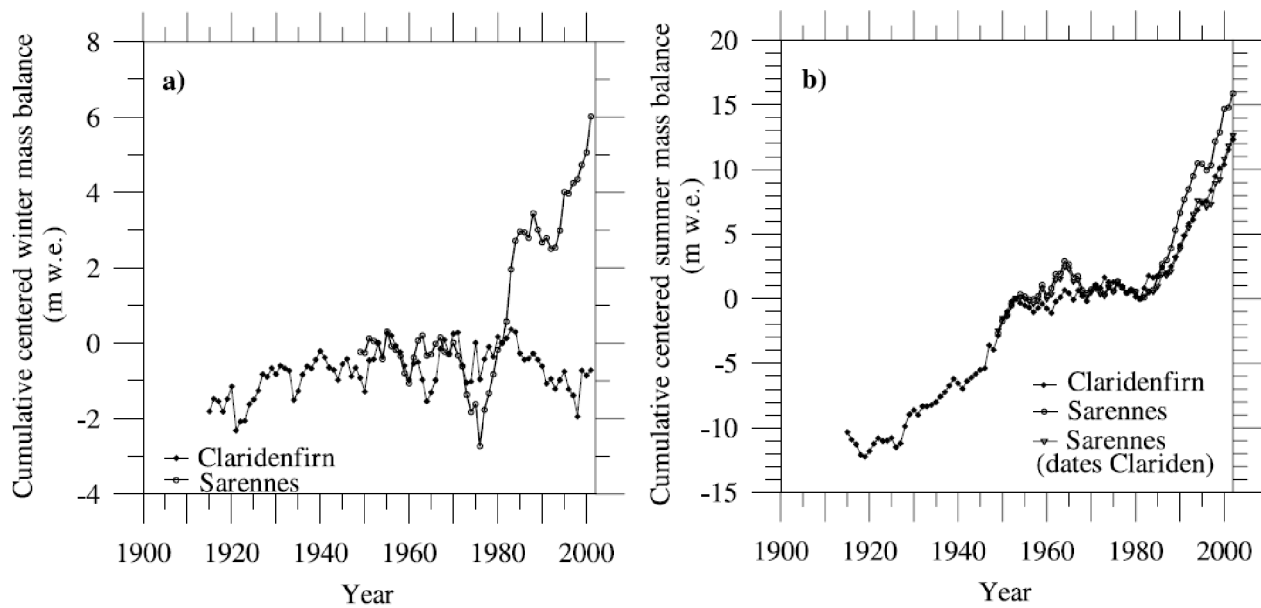


FIGURE 3.4 – Bilan de masse centré cumulé hivernal (a) et estival (b) des glaciers de Sarennes et Claridenfirn par rapport à la période 1954-1981 (Vincent *et al.*, 2004)

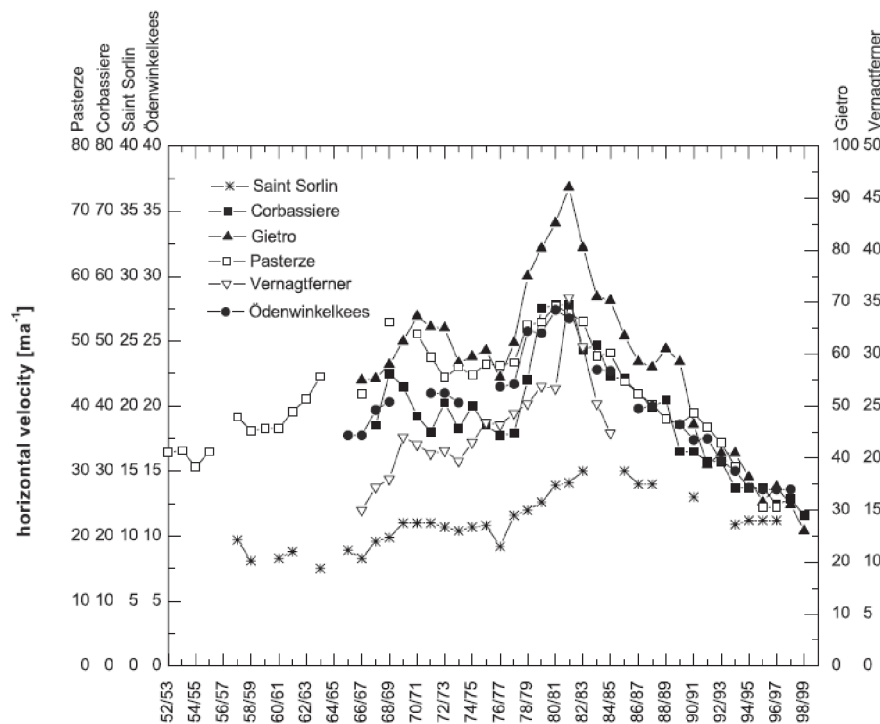


FIGURE 3.5 – Vitesse de surface mesurées *in-situ* pour différents glaciers des Alpes sur la période 1952-1999 (Span & Kuhn, 2003)

De nombreuses études se sont intéressées au lien entre dynamique et bilan de masse. Vincent *et al.* (2009) observent de faibles fluctuations d'épaisseur (<30 m) et de vitesse (<10 m/an) sur la partie haute (2730 m) du glacier d'Argentière en réponse aux variations de bilan de masse. Au contraire, ils observent dans la partie basse (1800 m) des fluctuations importantes, avec une augmentation de l'épaisseur de 40 m entre 1960 et 1985 puis un amincissement de 60 m jusqu'en 2007, alors que la vitesse a été réduite de 150 à 30 m/an et que le front a varié d'une amplitude d'environ 600 m sur la même période. Par ailleurs, la partie haute du glacier répond quasi instantanément et de manière similaire aux variations de bilan de masse, alors que la partie basse répond après une période de 3 ans et le front du glacier après 10 à 14 ans. Les variations d'épaisseur dans la partie haute (2730 et 2400 m) sont dominées par le bilan de masse de surface, car les taux de déformation de la glace dans ces sections n'ont pas changé significativement sur cette section. Dans la partie basse (1800 m) au contraire, les variations d'épaisseur sont très peu sensibles aux variations de bilan de masse de surface et sont dominées par les variations de flux, comme le montrent les changements de taux de déformation. Dans cette zone, c'est la compression longitudinale qui compense une partie de l'augmentation de l'ablation. Sur les 15 dernières années de l'étude, les variations de bilan de masse de surface sont inférieures à 1 m/an et n'expliquent pas l'amincissement de 4,4 m/an, contrairement aux variations de flux. On peut donc dire que dans la zone d'accumulation, vitesse et épaisseur s'adaptent rapidement à des variations de flux en raison de la largeur de celle-ci et de petites variations permettent de compenser les déséquilibres. La zone d'ablation au contraire est située dans une vallée étroite et répond à des changements de bilans de masse par de fortes variations d'épaisseur et de vitesse.

Bien que situés juste à côté, les deux glaciers d'Hinterseisferner (HEF) et Kesselwandferner (KWF) ont des réponses très différentes puisque KWF ($4,3 \text{ km}^2$, 2700-3500 m) a avancé sur la période 1965-1982 alors que HEF ($9,0 \text{ km}^2$, 2200-3500 m) a continué son retrait (Span & Kuhn, 2003). Néanmoins, ils ont eu également des variations de vitesse synchrones avec les autres glaciers des Alpes. Les variations de vitesse observées d'une année à l'autre ne peuvent pas s'expliquer par une modification de la vitesse de déformation de la glace, mais probablement par un changement important des propriétés de glissement basal. De même que pour Argentière, des variations faibles d'épaisseur sont observées dans la zone d'accumulation de KWF (<10 m) alors qu'elles atteignent 45 m dans la zone d'ablation.

Toutefois, l'étude de Vincent *et al.* (2000) montre que le glacier de Saint-Sorlin a accéléré de 80 % sur la période 1960-1983 alors que l'épaisseur du glacier a peu varié sur cette même période. Ces variations de vitesse ne peuvent donc pas s'expliquer par une modification de la vitesse de déformation, mais ne peuvent pas s'expliquer non plus par des modèles existants de glissement basal. Le glissement basal réel est estimé en calculant la différence entre la vitesse observée et la vitesse de déformation théorique (*cf.* équation 1.28). Celui-ci est comparé à l'ablation mesurée sur le glacier, indicateur de la quantité d'eau qui s'infiltre sous le glacier. Aucune relation évidente n'apparaît à des échelles annuelles, mais on observe des variations similaires entre glissement basal et ablation, avec une augmentation de 1970 à 1990 puis une décroissance (Figure 3.6).

Enfin, des mesures horaires ont été effectuées sur le glacier de Lauteraar de juin à octobre 2001, mettant en évidence un cycle diurne de vitesses, passant de 0,1 m/jour la nuit à 0,2 m/jour le jour (Sugiyama & Gudmundsson, 2004). Les variations de vitesse sont synchrones avec une élévation de la surface du glacier de quelques centimètres et avec l'augmentation du débit de l'eau à la base du glacier, mesuré grâce à un forage dans la glace.

Depuis quelques années, des études se sont également intéressées à la dynamique des glaciers par télédétection. Berthier *et al.* (2005) ont effectué les premières mesures de vitesse spatialisées pour les glaciers du massif du Mont-Blanc à partir de données SPOT 5. Ils observent ainsi une accélération de la Mer de Glace suite à la canicule de 2003. Strozzi *et al.* (2002a) ont produit des vitesses des glaciers du massif autour de l'Aletsch par méthode InSAR. Il s'est également développé au laboratoire LISTIC des compétences dans les mesures de déplacement par imagerie satellite à travers les projets MEGATOR et EFIDIR qui ont donné lieu à des études sur les glaciers du Mont-Blanc par InSAR à partir de données ERS tandem (Trouvé *et al.*, 2007) ou corrélation d'images TerraSAR-X sur la période 2008-2011 (Fallourd *et al.*, 2011; Ponton *et al.*, 2014). Néanmoins, jusqu'à présent aucune

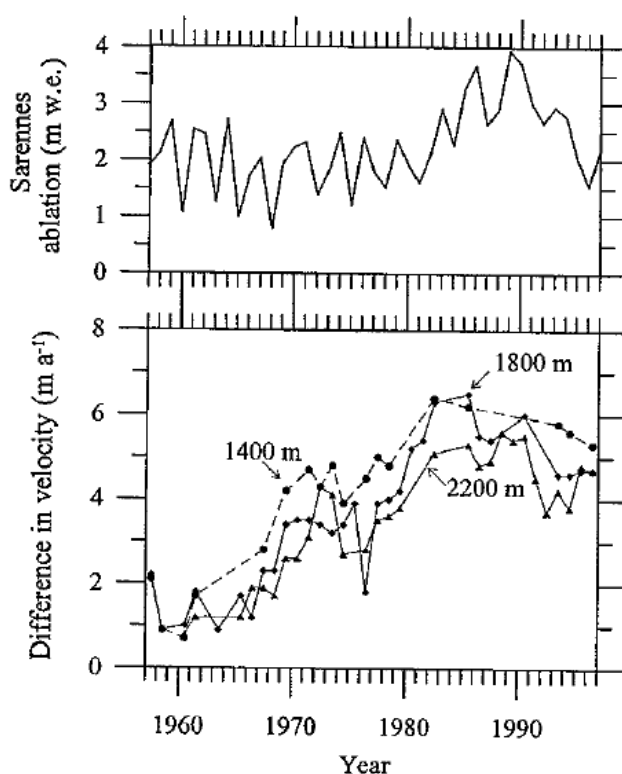


FIGURE 3.6 – Ablation observée sur le glacier de Sarennes (haut) et glissement basal estimé pour le glacier voisin de Saint-Sorlin (bas) sur la période 1957-1997. Une relation semble exister entre les deux à des échelles pluri-annuelles (Vincent *et al.*, 2000).

étude n'a permis d'évaluer l'évolution de la dynamique des glaciers alpins sur les dernières décennies et sur l'ensemble de la chaîne.

3.2 Les glaciers himalayens

3.2.1 Une affaire de goût

De nombreux termes sont utilisés pour parler des régions situées en Asie centrale, c'est pourquoi nous les définissons ici une fois pour toute. L'Himalaya est l'ensemble de chaînes de montagnes qui sépare le sous-continent indien du plateau tibétain au sud de l'Asie. Il est délimité à l'ouest par la vallée de l'Indus et à l'est par la vallée du Brahmapoutre. Dans cette thèse, nous nous sommes intéressés à la région généralement nommée Pamir-Karakoram-Himalaya (PKH), qui inclut l'ensemble des massifs qui s'étendent de l'Hengduan Shan à l'est de la chaîne jusqu'au Pamir et à l'Hindu-Kush au nord-ouest de l'arc himalayan (figure 3.7). C'est la seule région au monde avec des sommets dépassant 7000 m, le point culminant étant l'Everest avec 8848 m. Nous utiliserons toujours l'adjectif "himalayen" dans un sens large, c'est-à-dire qui appartient à la région du PKH, dans le cas contraire, le terme sera défini ponctuellement. Enfin, la région des Hautes Montagnes Asiatiques (HMA), inclut également les massifs au nord du plateau tibétain tels que le Tien Shan et le Qilian Shan, non étudiés dans cette thèse.

3.2.2 Présentation

Les glaciers des HMA couvrent environ 118 200 km² (Gardner *et al.*, 2013) et s'étendent sur plus de 3000 km. Avec un volume total de 9579 ± 909 km³ (Huss & Farinotti, 2012), ils représentent le plus

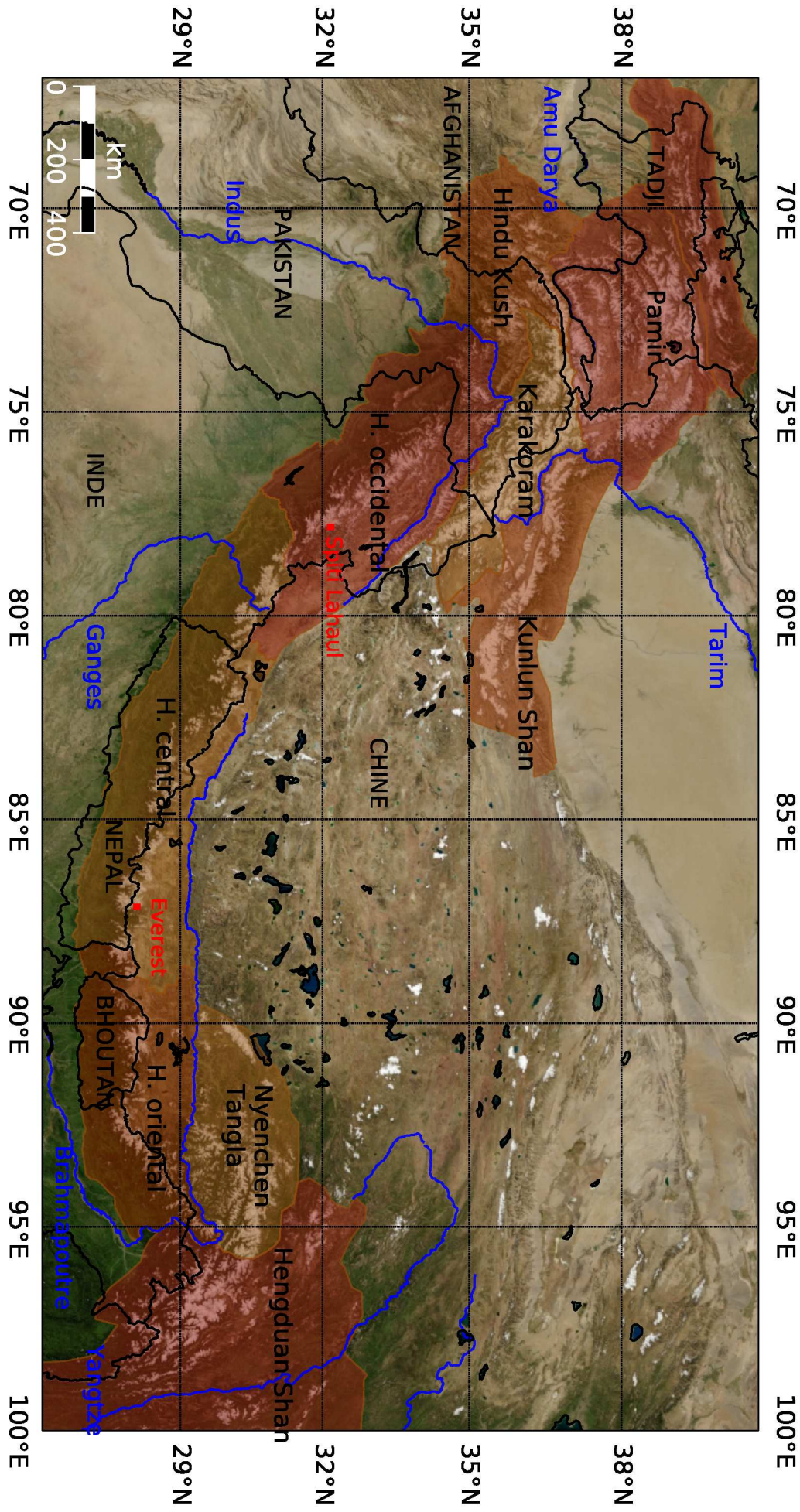


FIGURE 3.7 – Carte de la région du Pamir-Karakoram-Himalaya (PKH). Les pays sont délimités en traits noirs et annotés en noir majuscule (TADJIK : Tadjikistan), les rivières en traits bleus, annotées en bleu. Les sous-régions du PKH sont délimitées en marron, avec les noms inscrits en noir minuscule (H. : Himalaya). Quelques lieux spécifiques souvent mentionnés dans le manuscrit sont indiqués en rouge.

grand volume de glace en dehors des régions polaires. C'est pourquoi on nomme souvent cette région le "Troisième pôle". En raison de la grande étendue spatiale de cette région, les glaciers sont soumis à des climats différents. La partie sud-est de l'Himalaya est sous influence de la mousson asiatique. Des précipitations intenses ont donc lieu de juin à octobre alors que le reste de l'année est sec (Webster *et al.*, 1998). Les glaciers situés au sud de l'arc himalayen ont par ailleurs des précipitations plus importantes que ceux situés au nord, en raison de la barrière orographique que représente la chaîne (Burbank *et al.*, 2012). Les glaciers nord et sud ont donc des hypsométries différentes. Plus on se déplace vers le nord-ouest de la chaîne, plus le climat est sous l'influence des perturbations d'ouest (westerlies) provenant de la Méditerranée (Dimri & Mohanty, 2009). Cette région est plus aride et caractérisée par 2 pics de précipitations, l'un à la période hivernale, l'autre un peu moins important à la période estivale (*cf.* figure 3.8). Le terme "aride" est à nuancer car, au Karakoram notamment, les précipitations les plus importantes ont lieu en haute altitude et la mesure de précipitations basée sur des stations météorologiques en vallée peut fortement sous-estimer les véritables précipitations. Ainsi, 1-2 m a⁻¹ w.e. d'accumulation ont été mesurés dans la région du Biafo, entre 4500 et 5700 m d'altitude (Hewitt, 2011). Enfin, le plateau tibétain situé à environ 5000 m d'altitude est caractérisé par de très faibles précipitations et un climat froid. Ces différences de régime climatique expliquent en partie les différences d'évolution des glaciers de l'Himalaya.

En raison de la mousson, la plupart des glaciers du PKH ont un régime d'accumulation en été et donc en même temps que la période d'ablation. Vers le nord-ouest de la chaîne (Pamir, Karakoram), on retrouve par contre un régime similaire à celui des Alpes. Cette caractéristique doit toutefois être nuancée par le fait que de nombreux glaciers de ces régions sont dominés par des pentes très raides et alimentés par des avalanches, ils peuvent donc avoir une accumulation tout au long de l'année (Hewitt, 2011). L'altitude médiane des glaciers est située à une moyenne de 5360 m avec un maximum de 5600 m pour le centre Himalaya et un minimum de 5150 m pour l'ouest de la chaîne (Bolch *et al.*, 2012).

De nombreux glaciers himalayens sont couverts de débris, représentant environ 10 % de la surface totale des glaciers (Bolch *et al.*, 2012), avec une forte disparité entre les glaciers au sud (~35 %) et au nord (~18 %) de l'arc himalayen et un minimum pour les glaciers du plateau tibétain, notamment le West Kunlun Shan (~3 %) (Scherler *et al.*, 2011a). Parce que l'épaisseur de débris est généralement bien supérieure à quelques centimètres, elle joue un rôle d'isolant et l'ablation est généralement plus faible sur les zones couvertes que sur la glace propre (Shroder *et al.*, 2000; Mihalcea *et al.*, 2008).

Enfin, un nombre significatif de glaciers, principalement au Pamir, Karakoram et West Kunlun Shan sont sujets à des surges (Quincey *et al.*, 2011; Sevestre & Benn, 2015).

3.2.3 Evolution depuis 150 ans

Front des glaciers

Des études portant sur plus d'une centaine de glaciers (Mayewski & Jeschke, 1979; Bhambri & Bolch, 2009) ont montré que le front des glaciers du PKH est en net recul depuis la deuxième moitié du 19^{ème} siècle (Figure 3.9), avec une accélération de ce recul à partir de 1960, et des taux de retrait allant jusqu'à environ 40 m/an (Bolch *et al.*, 2012, Tableau S3). Toutefois, certaines régions et certaines périodes ont montré des évolutions plus contrastées. En Hindu-Kush, 76 % des glaciers ont été en retrait sur la période 1976 à 2007, mais 16 % ont avancé (Sarikaya *et al.*, 2012). Sur la période 2000-2008, les concentrations de glaciers en retrait les plus élevées (79-86 %) sont situées en Himalaya occidental et central (glaciers orientés au nord) et au Kunlun Shan où la courverture détritique est la plus faible, avec des taux atteignant 60 m/an (Scherler *et al.*, 2011b). Les glaciers couverts de débris, avec une langue stagnante ont généralement un taux de retrait beaucoup plus faible. Au Karakoram en revanche, 58 % des glaciers étaient stables ou en progression sur cette même période. De même, Rankl *et al.* (2014) ont délimité le front de 1219 glaciers du Karakoram à partir d'images Landsat sur la période 1976-2012 et ont observé 79 % de glaciers stables, 5 % de glaciers en progression et seulement 8 % de glaciers en recul (les 8 % restants étant de type surge). Ce comportement différent des glaciers du Karakoram a également été observé sur le terrain et dénommé "l'anomalie du Karakoram" (Hewitt,

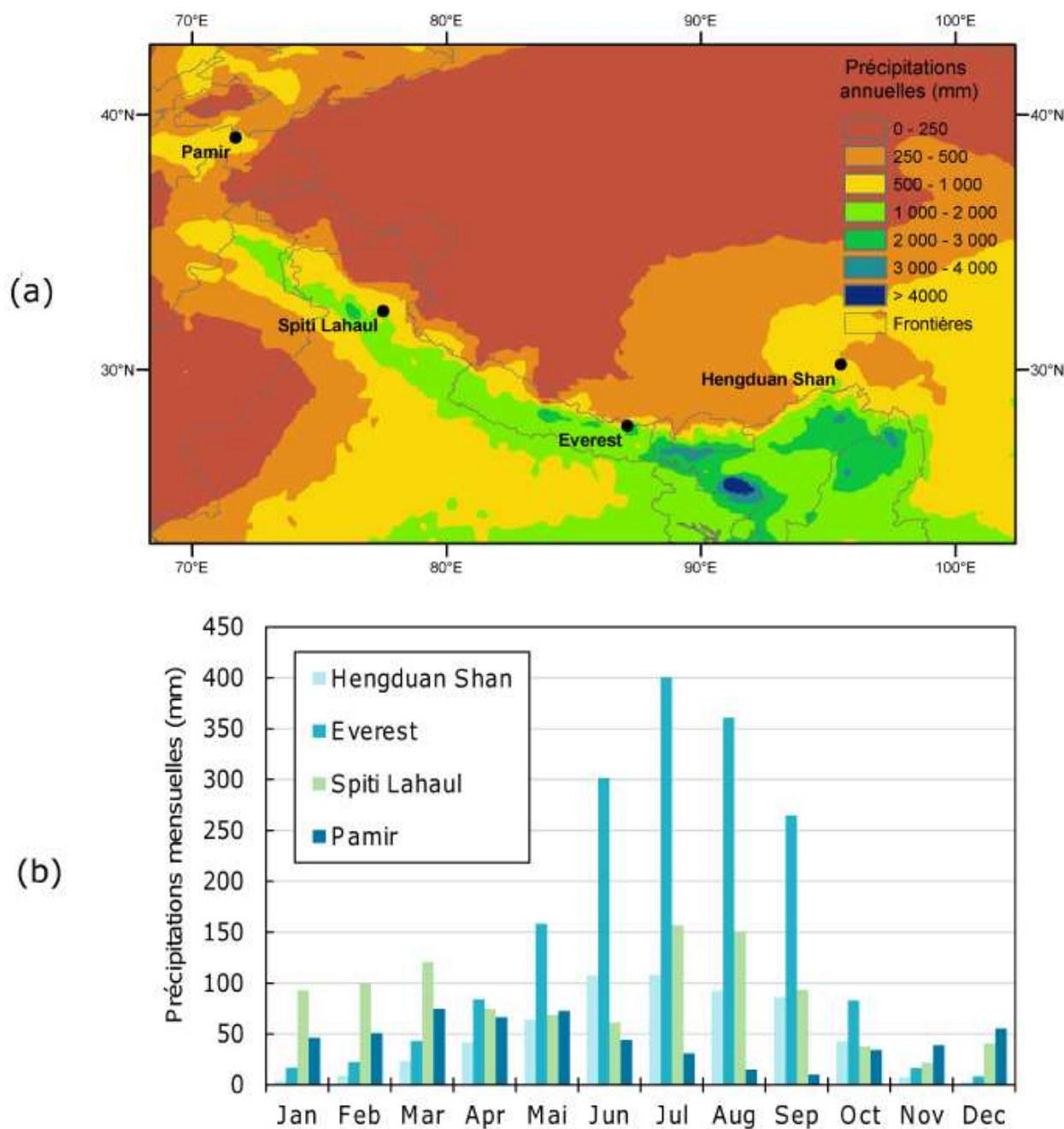


FIGURE 3.8 – (a) Répartition spatiale des précipitations annuelles dans la région du PKH, (b) Distribution des précipitations mensuelles pour plusieurs zones (Gardelle, 2012). Données issues du projet APHRODITE (Yatagai *et al.*, 2012) et moyennées sur la période 1951-2007.

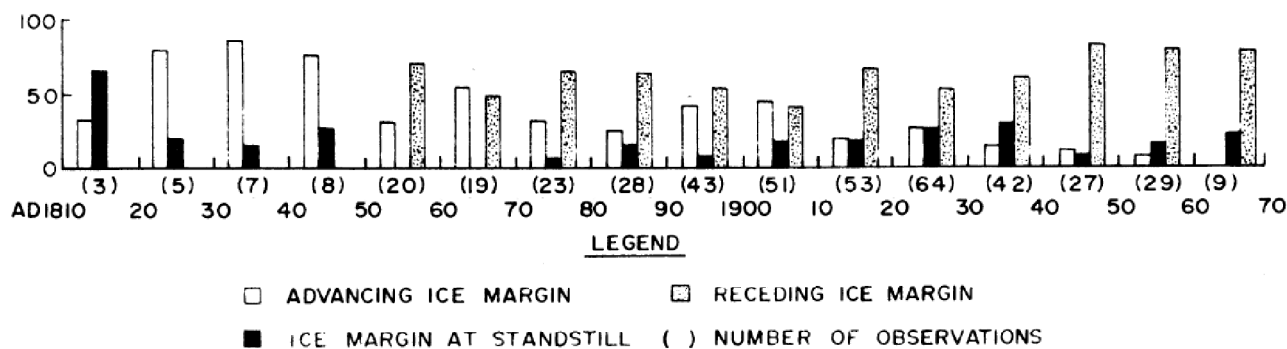


FIGURE 3.9 – Pourcentage de glaciers étudiés en Himalaya dont le terminus avance (blanc), est stable (noir) ou en retrait (piqué) par décennie de 1810 à 1970, à l'exception des glaciers qui surgent (Mayewski & Jeschke, 1979)

2005).

Bilans de masse

Les bilans de masse glaciologiques sont très peu nombreux sur la région du Pamir-Karakoram-Himalaya, étant donné l'étendue de cette région. Seuls 33 glaciers (WGMS 2013) ont été suivis au Pamir-Karakoram-Himalaya, dont seulement 4 ayant plus de 10 années de mesure : l'Abramov au Pamir (32 mesures), le Shaune Garang en Himalaya central (10), le Xiao Dongkzmadu au Tibet (22, Dyurgerov *et al.*, 2002) et le Chhota Shigri en Himalaya occidental (11, Wagnon *et al.*, 2007). La moitié des études couvre une période inférieure ou égale à 5 ans. La figure 3.10 représente le bilan de masse moyen par période de 5 ans sur l'ensemble des mesures. La courte durée des études pose des problèmes de représentativité des données, mais malgré tout, on observe que plus de 75 % (3^{ème} quartile) des mesures ont un bilan négatif sur l'ensemble de la période 1975-2012, avec un léger maximum dans les années 1980 et une accélération du retrait des glaciers depuis la fin des années 1990.

Toutefois, ces dernières années, de nombreuses études ont tiré profit des archives satellitaires pour effectuer des bilans de masse géodétiques. Bolch *et al.* (2011) dans une étude portant sur une région de 50 km² près de l'Everest (Himalaya central) estiment le bilan de masse à -0.32 ± 0.08 m a⁻¹ w.e. pour la période 1970-2007. Nuimura *et al.* (2012) ont estimé sur une région de 183 km² un bilan de masse de -0.40 ± 0.25 m a⁻¹ w.e. sur la période 1992-2008. Plus à l'ouest dans la région du Chhota Shigri, Berthier *et al.* (2007) rapportent un bilan de masse compris entre -0.70 et -0.85 m a⁻¹ w.e. sur la période 1999-2004 sur une région de 915 km². Sur une période plus longue de 1999-2011, les estimations sont toutefois moins pessimistes avec -0.44 ± 0.09 m a⁻¹ w.e. (Vincent *et al.*, 2013).

Enfin, des études récentes ont permis à la fois d'estimer le bilan de masse régional et d'observer les variations spatiales le long de l'arc himalayen avec une densité spatiale bien plus importante que ce qui est possible sur le terrain. Gardelle *et al.* (2012) confirment l'évolution différente du Karakoram, estimant le bilan de masse pour cette région de 5615 km² à $+0.11 \pm 0.22$ m a⁻¹ w.e. pour la période 1999-2008. Dans une étude similaire mais plus complète, Gardelle *et al.* (2013) estiment le bilan de masse pour 9 régions du PKH sur la période 1999-2011 en comparant des MNT SPOT5 avec SRTM. Les résultats montrent que l'amincissement est maximal en Himalaya occidental (-0.45 ± 0.13 m a⁻¹ w.e.), plus modéré pour l'himalaya central et oriental (de -0.22 ± 0.12 m a⁻¹ w.e. à -0.33 ± 0.14 m a⁻¹ w.e.), alors que les glaciers du Karakoram et du Pamir ont des bilans légèrement positifs de respectivement $+0.10 \pm 0.16$ m a⁻¹ w.e. et $+0.14 \pm 0.13$ m a⁻¹ w.e.. Le bilan global est de -0.14 ± 0.08 m a⁻¹ w.e., plus faible que la moyenne globale de -0.51 ± 0.10 m a⁻¹ w.e. sur la période 2001-2004 (Kaser *et al.*, 2006). Le principal inconvénient de cette étude est l'estimation difficile de la pénétration du radar en bande C de la mission SRTM. Il est donc intéressant de comparer les résultats avec les études de

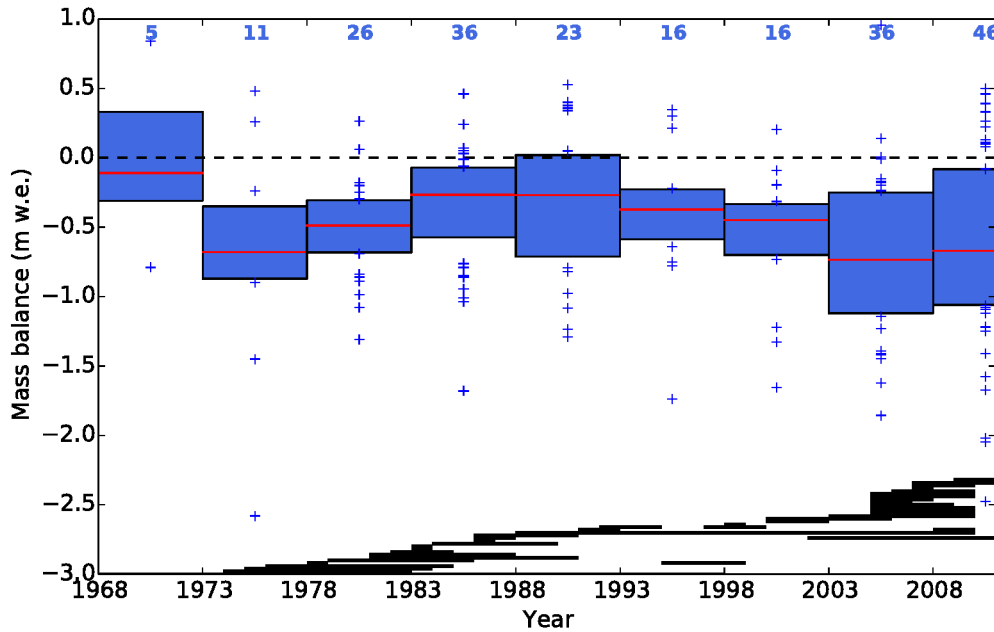


FIGURE 3.10 – Ensemble des bilans de masse glaciologiques mesurés au Pamir-Karakoram-Himalaya (WGMS 2013) par période de 5 ans. Les traits rouges donnent la médiane, les rectangles bleus représentent les 1er et 3ème quartiles et les croix sont les valeurs en dehors de cet intervalle. La période couverte par les études est représentée en traits noirs en bas de la figure et le nombre de mesures par période est donné en bleu, en haut de la figure.

Kääb *et al.* (2012) puis Kääb *et al.* (2015) qui ont estimé le bilan de masse global du PKH à partir de données altimétriques laser IceSAT (s'affranchissant des problèmes de pénétration). Ils ont rapporté un amincissement moyen de $-0.37 \pm 0.10 \text{ m a}^{-1} \text{ w.e.}$ pour la période 2003-2008, bien inférieur aux études de Gardelle *et al.* et montrent que la différence s'explique en partie par une sous-estimation de la pénétration. Les variations géographiques sont importantes (*cf.* figure 3.11), avec un maximum à l'est de la chaîne ($-1.34 \pm 0.29 \text{ m a}^{-1} \text{ w.e.}$) et vers la région du Spiti Lahaul, et un minimum pour le Kunlun ($+0.05 \pm 0.07 \text{ m a}^{-1} \text{ w.e.}$). Il semblerait donc que l'anomalie de bilan de masse positif inclut le Pamir et le Kunlun et soit centrée sur la partie ouest du plateau tibétain.

Vitesse d'écoulement

Peu de mesures *in-situ* de vitesses d'écoulement des glaciers ont été rapportées et malheureusement, le WGMS ne rassemble pas ce genre d'informations. Les mesures existantes sont souvent effectuées en suivant les balises utilisées pour calculer le bilan de masse, avec une précision de quelques dizaines de centimètres par an. Mayer *et al.* (2006) ont mesuré le déplacement de 32 balises sur la zone d'ablation du Baltoro par GPS différentiel (DGPS) pendant l'été 2005, sur des intervalles de 1 à 11 jours. Les vitesses saisonnières mesurées sont jusqu'à deux fois plus importantes que les vitesses annuelles mesurées par corrélation d'image, indiquant une forte variabilité saisonnière sur ce glacier. Des vitesses annuelles sont mesurées chaque année depuis 2003 (~ 22 balises) sur le glacier du Chhota Shigri au Spiti Lahaul, en plus de mesures effectuées en 1987-88 (Azam *et al.*, 2012). Une réduction du flux de 24-37 % a été mesurée entre 2003 et 2010, réponse du glacier à un bilan de masse négatif depuis la fin des années 90. Enfin, des vitesses annuelles de ~ 47 balises sont mesurées depuis 2007 sur le glacier du Mera, dans la région de l'Everest (Wagnon *et al.*, 2013). Aucun changement significatif de vitesse n'a été observé entre 2007 et 2010.

Une fois de plus, les glaciers ont été étudiés de manière plus intensive par télédétection. Pour éviter

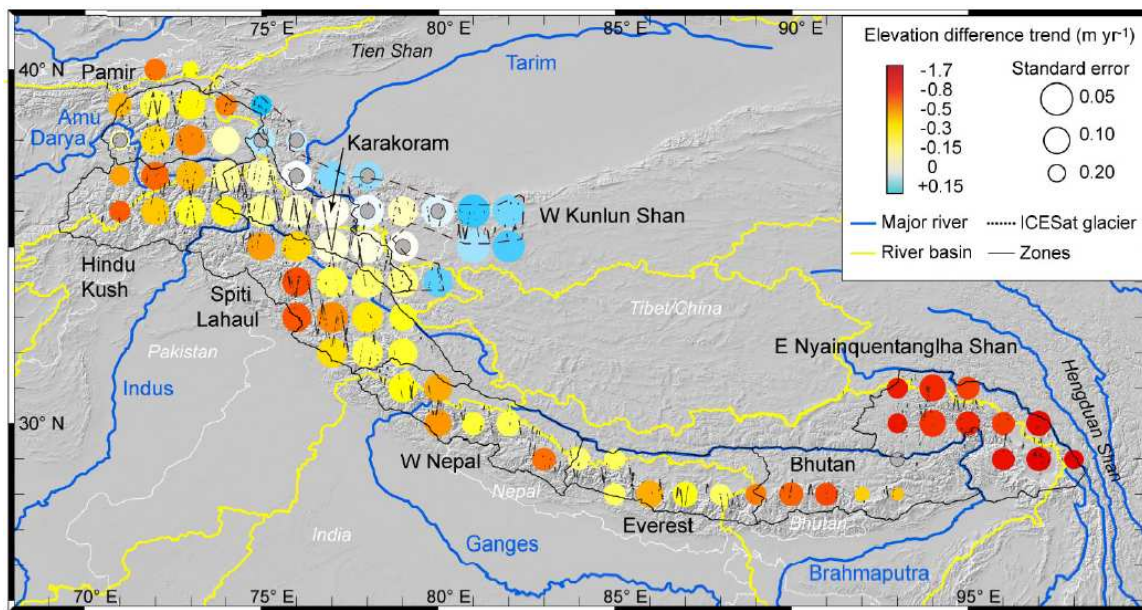


FIGURE 3.11 – Tendence des variations d'épaisseur des glaciers du PKH sur la période 2003-2008. Les données sont représentées sur une grille de $1^\circ \times 1^\circ$ avec une moyenne glissante de $2^\circ \times 2^\circ$. Les points noirs représentent les empreintes ICESat sur les glaciers. La taille des cercles est inversement proportionnelle à l'erreur standard à 68 % et les cellules avec un rond gris ne sont pas statistiquement significatives (Kääb *et al.*, 2015).

une liste trop longue des études existantes, une liste (que j'espère exhaustive) est rapportée dans le tableau 3.1. Les principaux résultats de ces études sont résumés ci-après.

Les vitesses les plus rapides sont observées pour les glaciers du Karakoram, avec des moyennes souvent supérieures à 40 m/an et dépassant les 100 m/an pour les plus gros glaciers tels que le Baltoro, le Biafo ou le Siachen (Scherler *et al.*, 2011a). Des vitesses atteignant 1000 m/an sont également observées localement ou dans le cas de surge. Pour la plupart des autres régions, les vitesses moyennes dépassent rarement 40 m/an. Généralement, la vitesse de surface atteint un pic dans une bande de 1 à 1.5 km autour de la ligne d'équilibre des glaciers, qui correspond également au pic d'hypsométrie. Elle se situe donc aux alentours de 4500 à 5500 m d'altitude pour les glaciers de l'Hindu-Kush, du Karakoram et de l'Himalaya occidental et entre 5500 et 6500 m pour les glaciers de l'Himalaya central et du Kunlun Shan occidental. On peut distinguer 3 types de dynamiques au sein des glaciers himalayens :

- les glaciers situés dans des régions de faible relief (figure 3.12A), comme le Kunlun Shan ou sur les versants nords de l'Himalaya central, ont des zones d'accumulation en pente douce et très peu de couvert détritique. Leur vitesse est assez faible et plutôt homogène le long du glacier. Ces glaciers sont situés à haute altitude et probablement froids en majeure partie. Seule la partie proche du terminus montre des variations importantes de vitesse et des signes de glissement basal.
- Les glaciers situés dans des régions de plus fort relief (figure 3.12B), comme le Karakoram par exemple, où la contribution des avalanches et la couverture détritique augmente. Ces glaciers ont des zones d'accumulation importantes et descendent jusqu'à basse altitude, ils ont les vitesses les plus élevées, sur toute la longueur du glacier et en particulier dans les zones de forte pente. De fortes variations de vitesse interannuelles suggèrent un glissement basal important.
- Les glaciers quasi exclusivement alimentés par les avalanches (figure 3.12C), avec une zone d'accumulation restreinte et un couvert détritique important (>30 %), en particulier sur les versants sud de l'Himalaya central (Lhoste, Imja...) ont des vitesses maximales plus en amont, dans la zone alimentée par les avalanches, et des langues stagnantes avec des vitesses de quelques mètres par an.

TABLE 3.1 – Liste des études rapportant des mesures de vitesse de surface de glaciers dans la région du PKH (FT = corrélation d'image, A = vitesse annuelle, S = saisonnière).

Etude	Glacier/Région	Méthode - Mission	Période	Séparation
Mayer <i>et al.</i> (2006)	Baltoro, Karakoram	DGPS	étés 2004-05	S
Azam <i>et al.</i> (2012)	Chhota Shigri, Spiti Lahaul	DGPS	2003-	A
Wagnon <i>et al.</i> (2013)	Mera-Naulek, Everest	DGPS	2007-	A
Berthier <i>et al.</i> (2007)	Himachal Pradesh	FT - SPOT5	2004-2005	A
Bolch <i>et al.</i> (2008)	Everest	FT - ASTER/Ikonos	2000-2003	A
Copland <i>et al.</i> (2009)	Karakoram	FT - ASTER	2006-2007	A
Gantayat <i>et al.</i> (2014)	Gangotri	FT - Landsat	2009-2010	A
Heid & Kääb (2012b)	Pamir, Karakoram	FT - Landsat	2000-2010	A
Kääb (2005)	Bhutan	FT - ASTER	2001-2002	S
Luckman <i>et al.</i> (2007)	Everest	InSAR - ERS1/2	1996-98	S
<i>idem</i>	<i>idem</i>	FT - ERS1/2	1992-2002	A
Quincey <i>et al.</i> (2009a)	Baltoro, Karakoram	FT - ERS/ENVISAT	1993-2008	S/A
Quincey <i>et al.</i> (2009b)	Everest	InSAR - ERS	1992-2002	S/A
Quincey <i>et al.</i> (2011)	Karakoram	FT - ALOS	1998-2010	S
Quincey & Luckman (2014)	Khurdopin, Karakoram	FT - Landsat	1979-99	S
Quincey <i>et al.</i> (2015)	Karakoram	FT - Landsat	2006-2014	S
Rankl <i>et al.</i> (2014)	Karakoram	FT - TSX/ALOS/ERS	1992-2013	S
Scherler <i>et al.</i> (2011a)[2008,2011b]	PKH, 287 profils	FT - ASTER/SPOT5	2000-2008	A

En Himalaya central, à pente similaire, les glaciers orientés au nord s'écoulent plus vite que ceux du sud. La pente n'est donc pas le facteur déterminant expliquant ces différences de dynamique. Des raisons plus probables sont une différence de glissement basal et une différence de flux de glace (précipitations plus importantes, rapport zone d'accumulation/d'ablation différent).

Les glaciers du Karakoram qui ne sont pas sujets à des surges semblent quant à eux avoir une dynamique beaucoup plus variable que les glaciers d'autres régions. Le Baltoro par exemple a accéléré d'environ 25 % dans les années 2000, en aval de la confluence à Concordia (Quincey *et al.*, 2009a). Cette accélération est observée à la fois sur les vitesses estivales et hivernales. Les variations saisonnières sont également très fortes avec des vitesses estivales jusqu'à 65 % plus importantes qu'en hiver. Enfin, les profils transverses de vitesse indiquent que le glacier avance essentiellement "en bloc", ce qui signifie que le glissement basal est important.

Peu d'études ont étudié l'évolution temporelle de la dynamique des glaciers himalayens. Quincey *et al.* (2009b) ont montré que le glacier du Khumbu au Népal a ralenti de 30-40 % entre les années 1960 et 2000 à Gorak Shep, dans la zone d'ablation. Cela pourrait s'expliquer par la couverture détritique : l'épaisse couche de débris réduit l'ablation sur la langue terminale et le gradient d'ablation se trouve inversé (plus d'ablation sur la partie médiane que sur la partie basse du glacier) ce qui conduit à une pente réduite. Heid & Kääb (2012b) ont comparé des champs de vitesse obtenus par corrélation d'images Landsat dans différents massifs montagneux du globe, sur une période allant de 1985 à 2012 et concluent que les régions ayant un bilan de masse négatif montrent également un ralentissement important, sans toutefois conclure sur une relation claire entre les variations de masse et les variations de vitesse pour ces régions. Ils estiment que les glaciers du Pamir ont ralenti de 43 % par décennie sur la période 2000-2010 alors que les glaciers du Karakoram sont plutôt stables (+5 %).

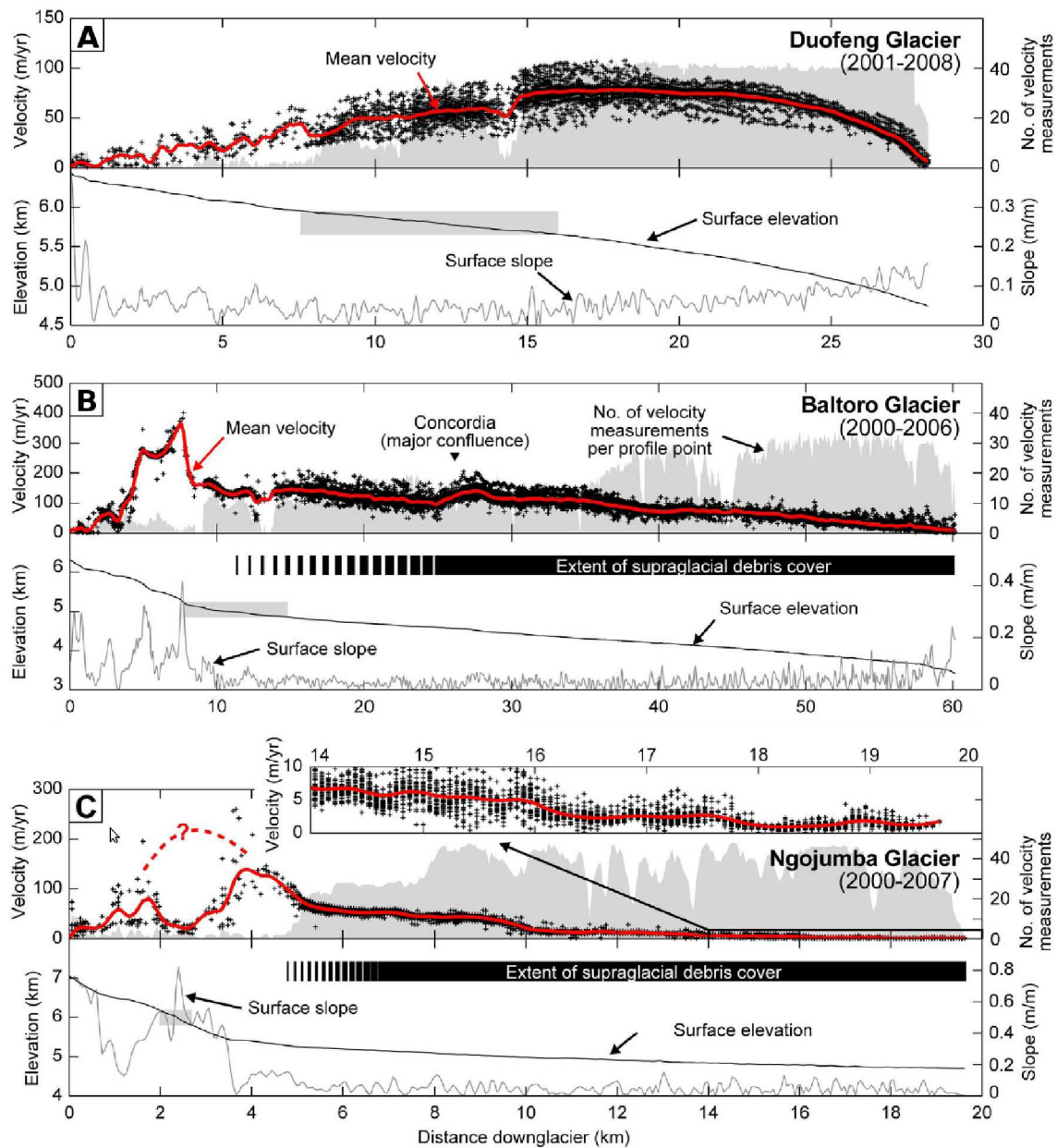


FIGURE 3.12 – Profils de vitesse de surface de 3 glaciers type en Himalaya et profils d'altitude (A) glacier Duofeng au Kunlun, avec une pente douce, une vitesse régulière et une couverture de débris très faible (B) glacier Baltoro au Karakoram avec un profil accidenté, une vitesse élevée tout le long du glacier et une forte couverture détritique (C) glacier Ngojumba dans la région de l'Everest, alimenté par les avalanches des pentes environnantes et une langue terminale stagnante couverte de débris (Scherler *et al.*, 2011a)

3.3 Conclusions

Dans ce chapitre, nous avons résumé les observations existantes sur les régions des Alpes et du Pamir-Karakoram-Himalaya (PKH). Les observations de terrain sont nombreuses dans les Alpes depuis près d'un siècle, mais en comparaison, peu d'études basées sur la télédétection existent. Au PKH, très peu de mesures de terrain existent étant donné la difficulté d'accès à ces glaciers. Mais ces dernières années, de nombreuses études ont tiré profit de l'archive satellitaire et des bilans de masse géodétiques ont été effectués sur des périodes de une à quelques décennies sur des régions plus ou moins étendues de la chaîne. Les vitesses d'écoulement ont également été mesurées pour certaines régions et des périodes courtes.

L'analyse de ces variables sur les 150 dernières années montre que la majorité des glaciers dans ces régions sont, comme la majorité des glaciers sur Terre, en net recul depuis environ 150 ans, avec une accélération importante sur les deux dernières décennies. Les glaciers alpins semblent avoir un bilan de masse légèrement plus négatif que la moyenne globale, alors que le PKH a un bilan plus contrasté. Certains glaciers des régions du Karakoram, Pamir et Kunlun montrent des signes de progression sur au moins la dernière décennie. Quelques études suggèrent que l'amincissement de ces glaciers s'accompagne d'un ralentissement des glaciers, bien que quelques exceptions aient été reportées.

Toutefois, très peu d'études ont analysé les vitesses d'écoulement des glaciers sur l'ensemble de ces deux régions. Rares sont les études qui ont évalué les variations de vitesse de glacier sur les dernières décennies et le lien qui existe avec les variations de bilan de masse, et aucune ne l'a fait à une échelle régionale. Un des objectifs de cette thèse est donc d'analyser les variations de vitesse des glaciers de ces deux régions sur les dernières décennies et à une échelle régionale, puis de déterminer le lien qui existe entre ces variations et les bilans de masse régionaux.

Chapitre 4

Mesure des vitesses de surface des glaciers à partir de l'archive Landsat

Nous avons montré qu'un enjeu important pour la compréhension de l'évolution des glaciers est la détermination des vitesses d'écoulement à des échelles régionales. Par ailleurs, de nombreuses méthodes existent pour mesurer ces champs de vitesse à partir d'images satellites, dont l'archive est considérable mais n'a encore jamais été traitée dans son ensemble. L'objectif de ce chapitre est de proposer une méthodologie afin de mesurer des champs de vitesse annuels de glaciers à partir d'une archive satellite complète. L'idée est de s'affranchir des interventions manuelles et de tirer profit de la redondance dans l'archive afin d'estimer et de réduire l'incertitude tout en améliorant la couverture spatiale. Dans un premier temps, nous présenterons l'archive Landsat, qui a été utilisée majoritairement dans cette thèse et qui a influencé les choix de la chaîne de traitement. Les deux sections suivantes, très proches de l'article publié dans la revue *Remote Sensing of Environment* (Dehecq *et al.*, 2015), présentent la méthodologie développée, dans un cadre général, puis un exemple d'application sur 3 années d'archives Landsat sur le PKH. Nous présenterons ensuite les résultats obtenus pour l'ensemble de l'archive Landsat sur le PKH et les Alpes. Enfin, nous discuterons des limitations de la méthode et en particulier de l'impact de la résolution sur les champs de vitesse obtenus.

4.1 Archive Landsat

Le programme Landsat est le premier programme spatial civil d'observation de la Terre. Il a permis d'acquérir des images multi-bandes de la surface de la Terre de façon répétée (tous les 16 à 18 jours), avec une couverture quasi-globale de 1972 à aujourd'hui. Les satellites ont une orbite héliosynchrone basse et acquièrent donc des images exploitables uniquement lors de leur configuration descendante (jour).

Les satellites des missions 1 à 3 ont embarqué à leur bord le capteur MSS (Multispectral Scanner) qui pouvait acquérir des images dans 4 bandes visibles et proche infrarouge à $57 \times 79 \text{ m}^2$ de résolution, rééchantillonnées à $60 \times 60 \text{ m}^2$ (*cf.* Tableau 4.1). Les missions 4 et 5 ont employé à la fois les capteurs MSS et TM (Thematic Mapper), mais le capteur TM a été le plus fréquemment utilisé et rares sont les acquisitions simultanées avec les deux capteurs. Le capteur TM a acquis des images dans 6 bandes avec une résolution de 30 m et une bande thermique à 120 m. Notons également que la mission Landsat 5, initialement prévue pour 3 ans, a fonctionné pendant 29 ans, faisant d'elle une des missions satellites avec la plus grande longévité. Le satellite de la mission 6 ayant été perdu peu après son lancement en 1993, il faut attendre 1999 pour le lancement de Landsat 7 et de son capteur ETM+ (Enhanced Thematic Mapper), qui comme son prédécesseur enregistre 6 bandes à 30 m de résolution ainsi qu'une bande infrarouge thermique à 60 m et une bande panchromatique à 15 m de résolution. Néanmoins, en mai 2003, le Scan Line Corrector, l'instrument chargé de rétablir le parallélisme des images déformées par l'avancement du satellite, tombe en panne et depuis toutes les images sont entachées de bandes

noires en travers de l'image et environ 30 % de l'image est manquante (*cf.* Figure 4.1). Enfin, Landsat 8 est lancé en 2013, avec à son bord le capteur OLI (Operational Land Imager), qui enregistre 8 bandes visible et infra-rouges à 30 m de résolution et une panchromatique à 15 m. Le capteur TIRS (Thermal Infrared Sensor) acquiert lui 2 bandes thermiques à 100 m. Les images sont codées sur 16-bits contre 8-bits pour ses prédécesseurs, ce qui diminue fortement les problèmes de saturation sur les glaciers.

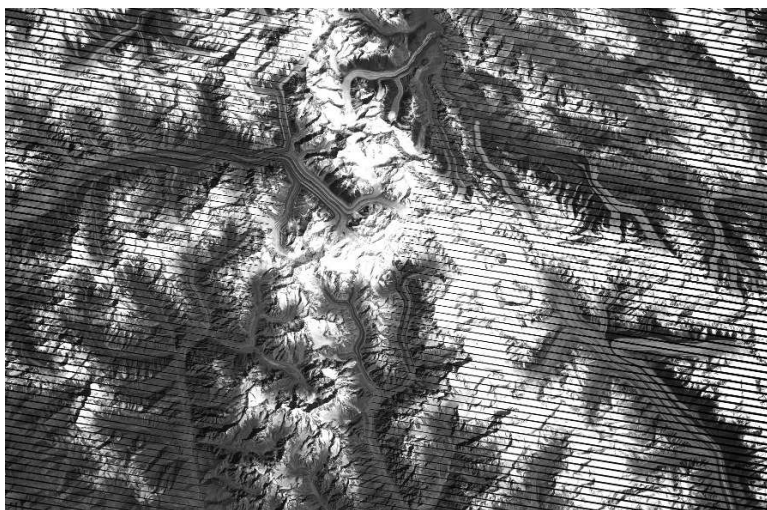


FIGURE 4.1 – Exemple d'image Landsat 7 après la panne du Scan Line Corrector en mai 2003 entraînant la présence de bandes noires sur les images

L'archive de données représente donc une opportunité unique d'étudier l'évolution des vitesses d'écoulement de l'ensemble des glaciers alpins et himalayens sur les dernières décennies.

Lors de cette thèse, nous avons collecté l'ensemble des images disponibles sur les Alpes et l'Himalaya avec une couverture nuageuse inférieure à 70 %, notamment grâce à l'aide précieuse de Pierre-Henri Roche, lors de son stage de 6 semaines en 1ère année de cycle ingénieur. Elles ont été téléchargées sur le site de l'US Geological Survey (USGS) qui est aujourd'hui responsable de la diffusion des données Landsat (www.earthexplorer.usgs.gov). Cela représente plus de 10000 set d'images et 4 To de données. Chaque image fait environ 8000x7000 pixels (4000x3000 pour MSS, 16000x14000 pour la panchromatique) et chaque scène à un volume d'environ 60 Mo pour MSS, 150 Mo pour TM, 315 Mo pour ETM+ et 670 Mo pour OLI. La distribution spatiale et temporelle des données disponibles est représentée sur la figure 4.2 pour l'Himalaya et 4.3 pour les Alpes.

Des problèmes de rapatriement des données à partir des différentes stations recevant les données sont la cause du manque de données important dans les années 80 - début 90 sur le PKH.

4.2 Méthodologie

Nous avons vu dans les chapitres précédents que de nombreuses études ont utilisé des méthodes de corrélation d'images afin de mesurer les vitesses de surface d'écoulement des glaciers. Certaines études ont permis d'améliorer les capacités et l'automatisation des algorithmes. D'autres études se sont focalisées sur l'analyse de ces résultats sur quelques régions. Mais très peu d'études ont appliqué ces méthodes sur une archive satellite complète afin d'analyser une région à l'échelle du continent. Dans cette section, nous présentons la stratégie utilisée pour produire des champs de vitesse robustes sur de larges régions à partir d'une archive satellitaire. Elle se base sur des méthodes de corrélation d'images déjà éprouvées. La nouveauté réside dans l'optimisation de chaque étape de la chaîne pour l'étude des glaciers de montagne ainsi que dans l'utilisation de l'énorme archive de données pour réduire et estimer l'incertitude. Dans cette stratégie, toutes les paires d'images possible sont formées, soumises à des étapes de pré-traitement afin d'améliorer la qualité des images, puis corrélées afin de produire

TABLE 4.1 – Caractéristiques des différentes missions Landsat

Caractéristiques		Landsat 1-3	Landsat 4-5	Landsat 6	Landsat 7	Landsat 8
Période		L1 : 1972-1978 L2 : 1975-1981 L3 : 1978-1983	L4 : 1982-1993 L5 : 1984-2013	1993 (échec)	1999-	2013-
Capteurs (radiomètres)		MSS	MSS & TM	ETM	ETM+	OLI (TIRS)
Bandes spectrales (μm)		0,5-0,6	0,45-0,52		0,45-0,52	0,433-0,453
		0,6-0,7	0,52-0,6		0,53-0,61	0,45-0,515
		0,7-0,8	0,63-0,69		0,63-0,69	0,525-0,6
		0,8-1,1	0,76-0,9		0,78-0,9	0,78-0,9
			1,55-1,75		1,55-1,75	0,845-0,885
			2,08-2,35		2,09-2,35	1,56-1,66
						1,36-1,39
						2,1-2,3
Thermique (μm)			10.4-12.5		10.4-12.5	10.60-11.19 11.50-12.51
Panchromatique (μm)					0,52-0,9	0,5-0,68
Résolution (m)		57 x 79 (60)	30		30	30
Thermique			120 (30)		60 (30)	100 (30)
Panchro					15	15
Encodage (bits)		8	8		8	16
Taille de l'image (km)		170x185	170x183		170x183	170x183
Prise d'image		Whiskbroom	Whiskbroom		Whiskbroom	Pushbroom
Orbite	Type	Héliosynchrone	Héliosynchrone		Héliosynchrone	Héliosynchrone
	Altitude	917 km	705 km		705 km	705 km
	Cycle	18 jours	16 jours		16 jours	16 jours
	Inclinaison	99.2°	98.2°		98.2°	98.2°
	Coupe l'éq. à	9h30 +/-15 min	9h45 +/-15 min		10h +/-15 min	10h +/-15 min

un nombre important de champs de vitesse. Ces champs de vitesse sont ensuite combinés pour réduire l'incertitude et augmenter la couverture spatiale et l'incertitude est estimée statistiquement à partir de tous ces résultats. Un schéma représentant le principe de la chaîne de traitement est donné en figure 4.4.

4.2.1 Sélection des paires

L'idée principale de la méthode est de traiter toutes les paires disponibles, sans pré-sélection, pour plusieurs raisons. Tout d'abord, sélectionner les images sur des critères de qualité de l'image demande un travail manuel important et peut être subjectif, ce qui peut conduire à une perte d'informations importante. Ici, au contraire, nous recommandons de traiter toutes les paires puis de sélectionner les résultats en fonction de la qualité de la corrélation. Deuxièmement, une seule paire permet rarement d'avoir une couverture complète de la région imagée, en raison d'ombres, de nuages ou de la saturation dans certaines zones, qui vont induire des trous ou des mauvais appariements dans le résultat final. Mais plusieurs paires peuvent être complémentaires, en raison des différences de conditions de surface, d'éclairement, etc... ce qui permet d'augmenter la couverture spatiale du champs de vitesse. Enfin, en exploitant la redondance d'acquisitions, on peut réduire et estimer l'incertitude.

Les images sont donc sélectionnées uniquement sur des critères de lieu et de date d'acquisition. On forme des paires avec un écart temporel donné. Par exemple, pour produire des champs de vitesse annuels, nous sélectionnons des paires séparées par des multiples d'un an, afin de minimiser l'impact de la variabilité saisonnière sur le champ de vitesse. Cela augmente également la probabilité que les deux images aient des conditions de surface similaires (couvert neigeux par exemple), ce qui augmente les performances de l'algorithme de corrélation d'images. Enfin, un écart temporel d'un an ou plus nous assure que le déplacement est significatif par rapport à la taille du pixel. Un glacier qui s'écoule à une vitesse de 15 m/an par exemple, aura un déplacement correspondant à un pixel sur un an pour une image panchromatique.

Ensuite, il faut fusionner les résultats de toutes les paires similaires. Etant donné que l'on a minimisé

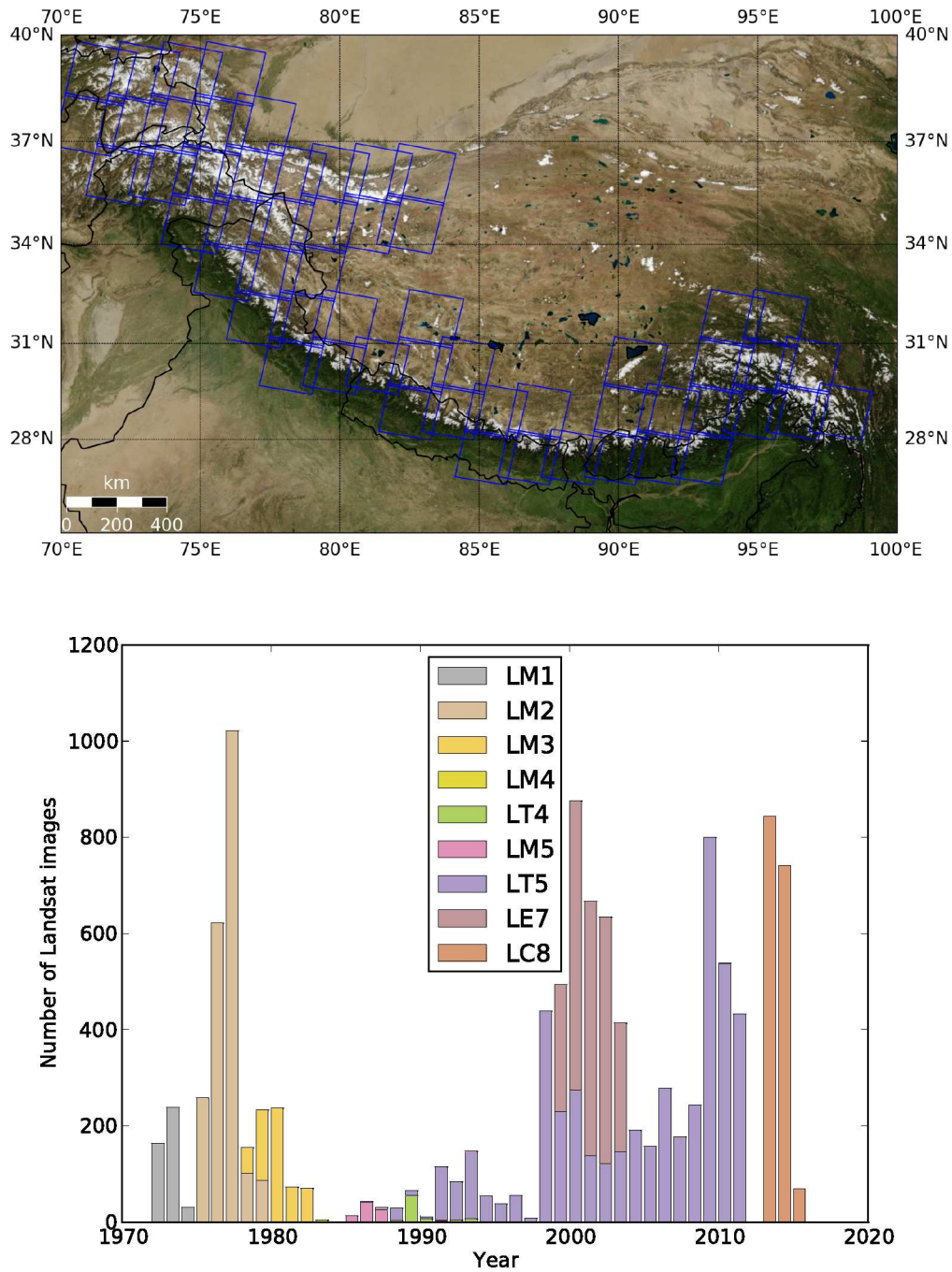


FIGURE 4.2 – Distributions spatiale et temporelle des données récupérées sur l'ensemble de l'Himalaya

l'impact des variations saisonnières, on peut considérer que les champs de vitesse varient peu sur une période de quelques années. Afin de produire un champs de vitesse pour l'année T , nous suggérons de sélectionner toutes les paires de la forme $(T-1; T)$ et $(T; T+1)$, et également de la forme $(T-1; T+1)$, afin que les vitesses mesurées soient centrées autour de l'année T . Par exemple, le cycle de revisite de Landsat 5/7 est de 16 jours, donc 23 cycles représentent 368 jours. Nous traitons toutes les paires espacées de $368-16$, 368 et $368+16$ jours pour un an et $736-16$, 736 et $736+16$ pour deux ans. Chaque image est donc appariée avec 6 autres images. Cela permet d'augmenter le nombre de paires afin d'en avoir un nombre suffisant de bonne qualité.

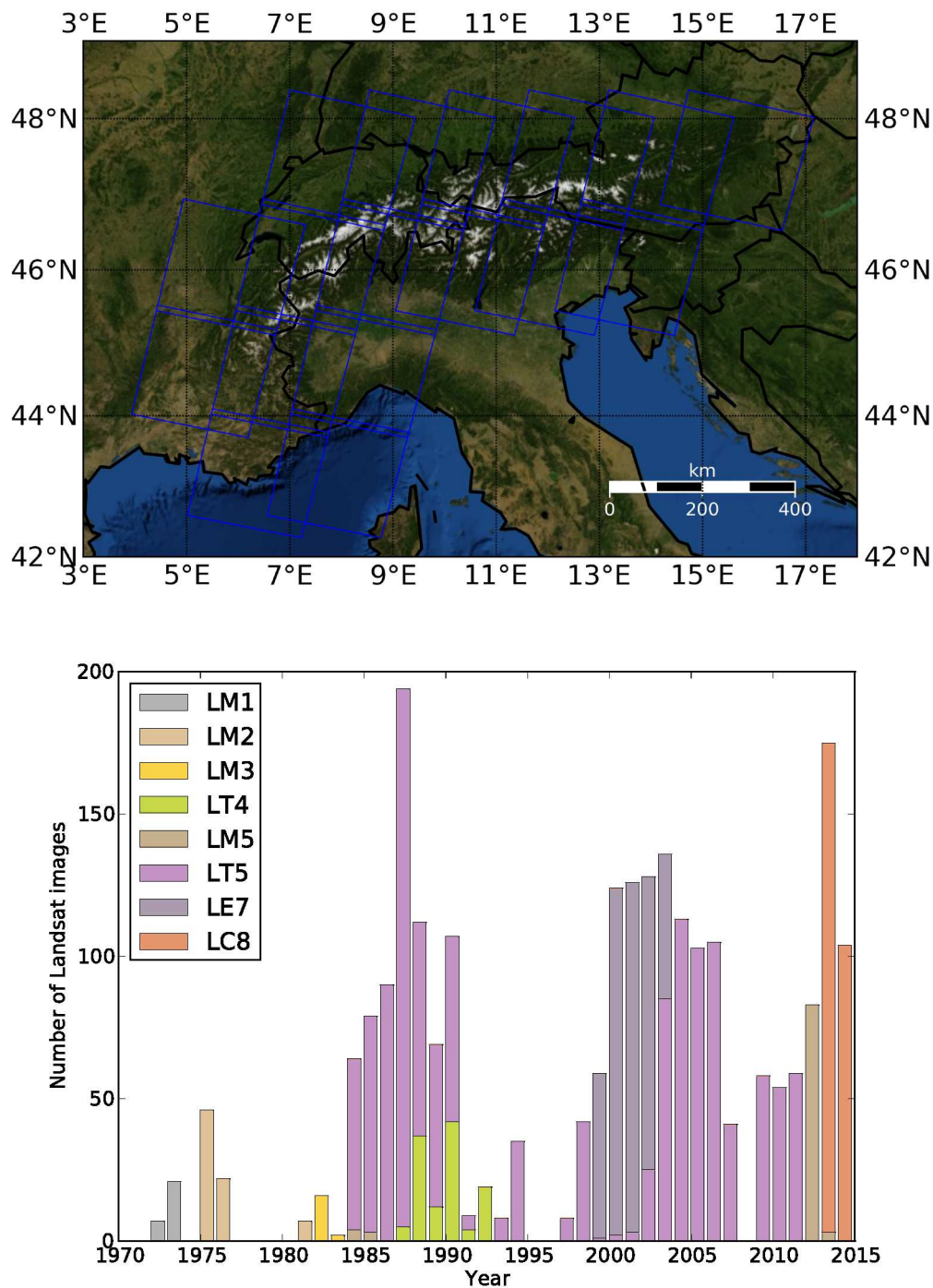


FIGURE 4.3 – Distributions spatiale et temporelle des données récupérées sur l'ensemble des Alpes

4.2.2 Pré-traitement

Recalage des images

Nous supposons que les images ont été correctement corrigées des distorsions topographiques présentes sur les bords de l'image où l'angle d'acquisition n'est pas à la verticale. C'est normalement le cas des images L1T délivrées par l'USGS. Toutefois, certaines images ne sont pas parfaitement géo-référencées, ce qui apparaît sous la forme de résidus dans les zones stables (Figure 4.5). Nous avons choisi de coregistrer ces images aux images du Global Land Survey (GLS), qui sont un jeu de données Landsat pour lesquels le référencement est garanti à moins de 50 m (Tucker *et al.*, 2004). L'étape de recalage consiste à :

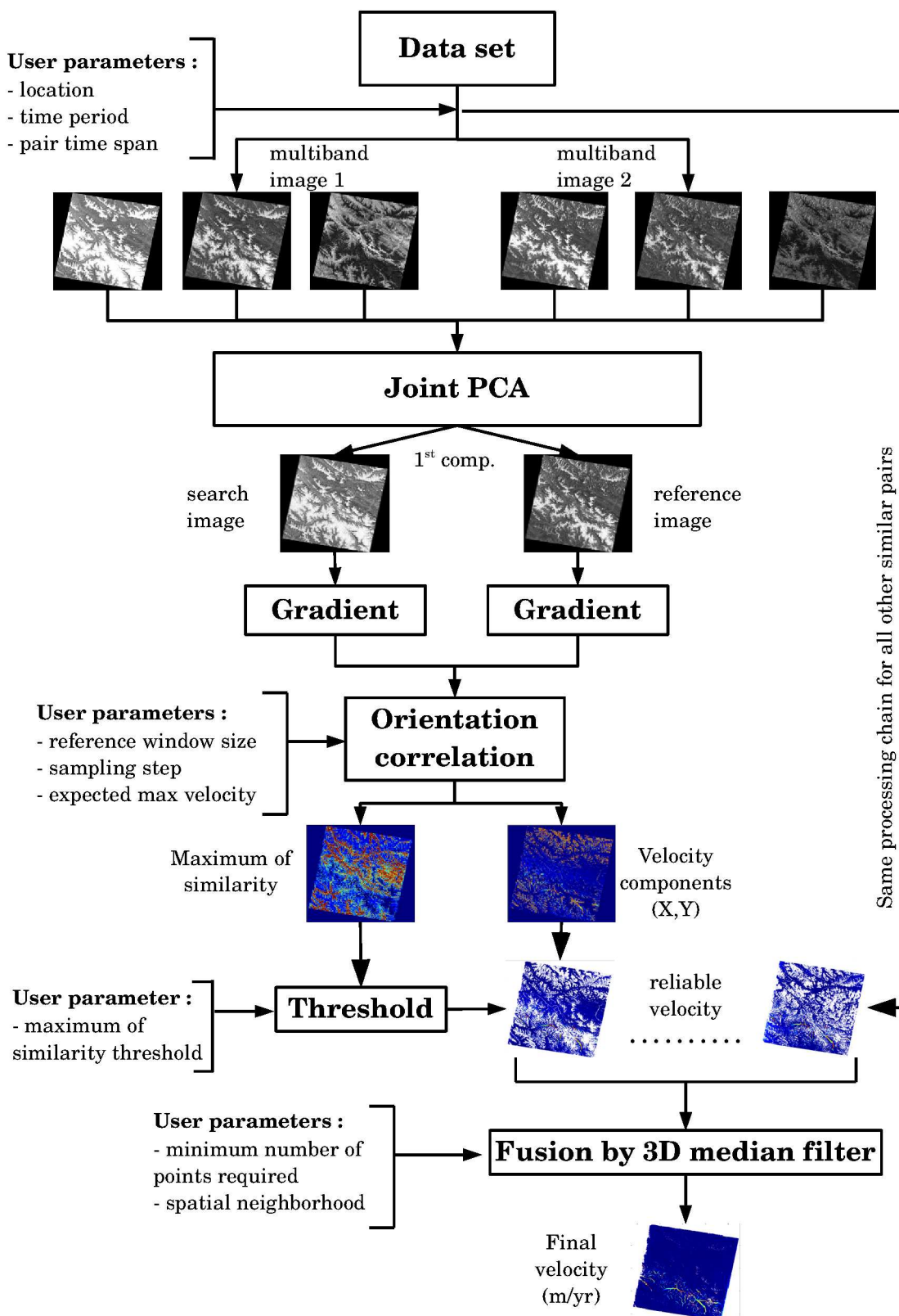


FIGURE 4.4 – Stratégie utilisée pour produire des champs de vitesse de glaciers à partir d’une archive satellite multi-spectrale complète

- calculer les décalages entre l'image Landsat et l'image GLS de référence sur une grille régulière (typiquement 100 x 100 mesures) par corrélation, après avoir masqué les glaciers,
- ajuster un polynôme de degré 2 ($d = a_0 + a_1x + a_2y + a_3xy + a_4x^2 + a_5y^2$ où d est le décalage du pixel (x,y) , pour chaque composante) afin d'avoir une mesure en chaque point,
- rééchantillonner l'image Landsat dans la grille de référence en utilisant une interpolation en sinus cardinal Sinc.

Le rééchantillonnage est effectué seulement si plus de 10 % des pixels ont un décalage supérieur à 0.5 pixels, ce qui permet de préserver la radiométrie d'origine pour les images déjà correctement recalées. Il est possible que des motifs plus complexes de décalage soient encore présents, notamment du fait des incertitudes instrumentales qui ne peuvent pas être corrigées en raison du mode d'acquisition "whiskbroom" des capteurs MSS, TM et ETM+ (Scherler *et al.*, 2008). Mais tant que ces motifs ne sont pas cohérents entre images, ils seront efficacement filtrés lors de l'étape de fusion. Toutes les images sont ensuite découpées sur une région commune pour s'assurer que les fenêtres de corrélation sont situées au même endroit et donc que les mesures sont comparables d'une paire à l'autre. Nous utilisons pour cela les coordonnées des vignettes Landsat fournies par l'USGS au format shapefile (https://landsat.usgs.gov/tools_wrs-2_shapefile.php).

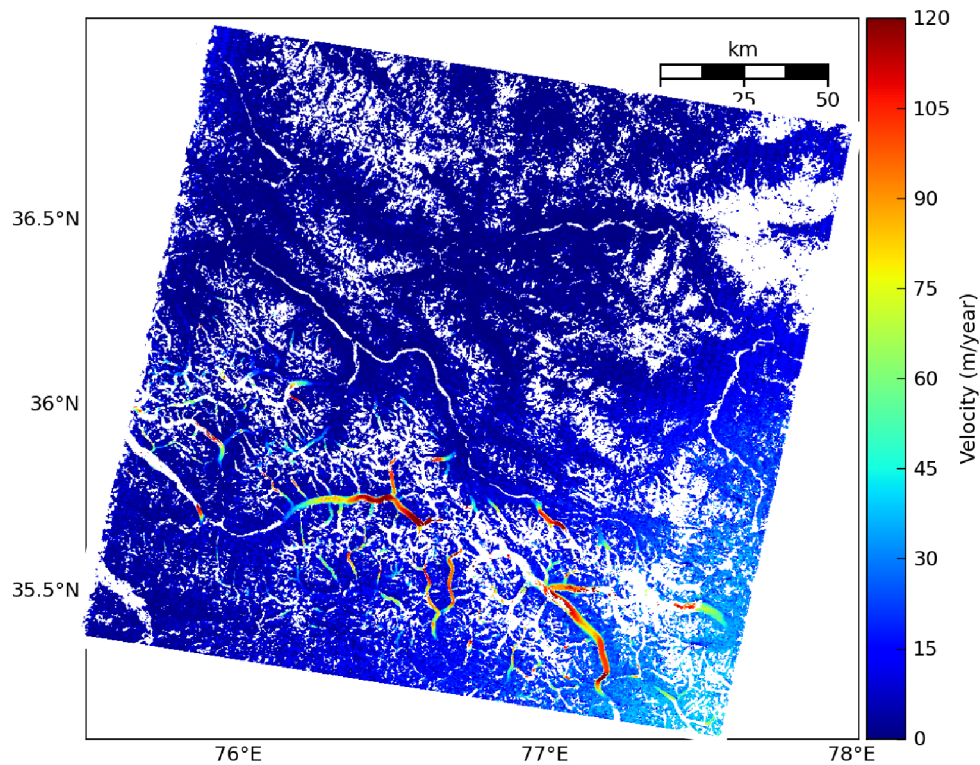


FIGURE 4.5 – Norme du champ de vitesse obtenu par corrélation des images LE7 acquises le 25/02/2000 et le 27/02/2001 montrant des erreurs d'orthorectification (dans le coin inférieur droit)

Analyse en composante principale

De nombreux traitements ont été proposés pour améliorer la qualité des images avant l'étape de corrélation : Analyse en Composantes Principales (ACP) pour réduire la dimensionnalité des images multi-spectrales, des filtres détecteurs de contours pour augmenter le contraste des motifs tels que les crevasses et des filtres passe-haut afin de retirer les variations à grande échelle comme les ombres et la topographie (Scambos *et al.*, 1992; Berthier *et al.*, 2003; Ahn & Howat, 2011).

La première étape est le choix de la bande spectrale à utiliser dans le cas d'un capteur multi-

spectral. Heid & Kääb (2012a) ont utilisé la bande panchromatique de Landsat-7 en raison de sa résolution plus élevée alors que Scambos *et al.* (1992) et Berthier *et al.* (2003) (qui n'avaient pas de panchromatique disponible puisqu'ils ont utilisé des images Landsat-5) ont appliqué une ACP des bandes visibles et proche infrarouge (1-5 pour TM et ETM+) et utilisé la première composante. Cependant les choix des bandes utilisées pour l'ACP et de la composante retenue n'ont pas été justifiés. Necsoiu *et al.* (2009) ont utilisé une combinaison linéaire des bandes ASTER 1 et 2 qui maximisaient les performances de la corrélation avec des images panchromatiques SPOT. Enfin, Redpath *et al.* (2013) ont déterminé la meilleure bande ou combinaison de bandes en comparant les résultats de la corrélation d'images ASTER avec des mesures de terrain.

L'ACP consiste à projeter un jeu d'observations d'une même grandeur (ici différentes bandes spectrales), potentiellement corrélées, dans un espace vectoriel orthogonal. Elle est construite de telle manière que la première composante maximise la variance, puis la seconde composante est choisie orthogonale à la première tout en maximisant la variance, etc... Cela permet de fusionner le signal le plus intéressant de chaque bande spectrale.

Voici la méthode que nous proposons pour le choix de la bande ou combinaison de bande à utiliser pour la corrélation d'images. Tout d'abord, parce qu'il serait trop coûteux de définir des paramètres spécifiques pour chaque paire d'image, nous suggérons d'utiliser quelques paires test, représentatives des glaciers étudiés. Pour chacune de ces paires, la corrélation est appliquée pour chaque bande individuellement et la qualité du résultat est estimée par le taux de succès défini dans la section 4.2.5. Une fois que la ou les meilleures bandes ont été déterminées selon ce critère, plusieurs combinaisons de bandes peuvent être considérées. Enfin, les performances de chaque combinaison de bande sont comparées aux autres en utilisant le même critère jusqu'à ce que la bande ou combinaison de bandes optimale soit déterminée. Les résultats de cette méthode appliquée aux images Landsat sont détaillés dans la section 4.3.

Enfin, pour que la combinaison de bande soit similaire pour les deux images d'une paire, nous effectuons l'ACP sur la concaténation des images, plutôt que pour chaque image séparément. Cela permet de s'assurer que le même signal physique (radiométrie) est introduit dans l'étape de corrélation.

Images d'orientation

Des filtres de Sobel de taille 3x3 sont utilisés pour calculer les gradients d'intensité dans les directions x et y , ce qui accentue les structures telles que les crevasses, les séracs ou les débris. Enfin, les gradients sont normalisés afin de produire les images d'orientation (complexes) qui sont utilisées en entrée de l'algorithme de corrélation. Les différentes étapes de pré-traitement sont illustrées sur la figure 4.6.

4.2.3 Corrélation optique

La méthode de corrélation d'images vise à rechercher des motifs similaires entre une première image, appelée image maître et une seconde image, appelée image esclave. Dans le cas décrit ici, l'objectif est de mesurer le déplacement d'objets entre deux acquisitions faites à des instants différents. Pour cela, une fenêtre, dite de référence, de taille Ω_M est extraite de l'image maître I_m , centrée autour du pixel (i, j) . Elle contient le motif que l'on cherche à retrouver dans l'image esclave. Une fenêtre de même taille Ω_S , dite de corrélation, est extraite de l'image esclave I_s , mais translatée de (p, q) pixels au sein d'une fenêtre de recherche Ω_R et comparée à Ω_M à l'aide d'une fonction de similarité S (Figure 4.7).

Cette opération est répétée pour toutes les valeurs de (p, q) permettant de couvrir la fenêtre de recherche Ω_R . La position du maximum de similarité (p_{opt}, q_{opt}) au sein de cette fenêtre, interpolée à une fraction de pixels, donne une estimation du déplacement.

Les fonctions de similarité les plus fréquemment utilisées sont les fonctions de corrélation, ce qui explique que l'on nomme souvent cette approche corrélation d'images.

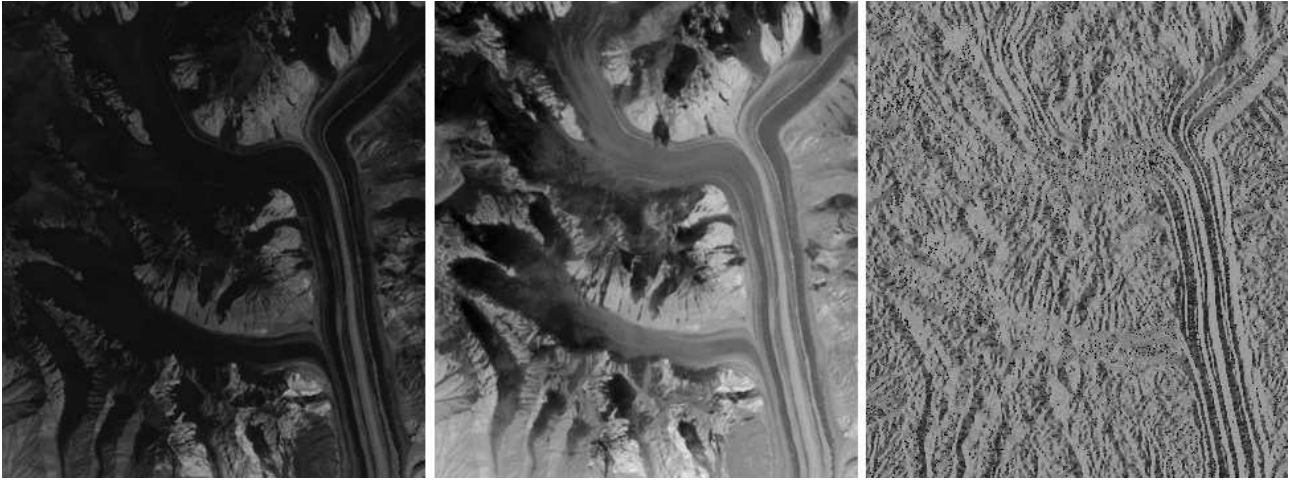


FIGURE 4.6 – Exemple d'étapes de pré-traitement sur une image Landsat d'un tributaire du glacier Baltoro (Karakoram) : la bande 5 infrarouge moyen (gauche) a les meilleures performances sur les glaciers du Karakoram (voir section 4.3.2), en sélectionnant la première composante d'une ACP des bandes 4 et 5, on obtient une image plus contrastée dans les zones d'accumulation (milieu), l'orientation du gradient permet d'accentuer les structures du glacier (droite).

Fonction de similarité

Après avoir comparé 6 fonctions de similarité différentes, Heid & Käab (2012a) montrent que la méthode appelée "corrélacion orientée" proposée par Fitch *et al.* (2002) a les meilleures performances pour le suivi de structures sur les glaciers dans des images satellites optiques. Dans cette méthode, on forme une image complexe, appelée image d'orientation, en attribuant à la partie réelle (respectivement imaginaire) le gradient de l'intensité I selon l'axe x (respectivement y). Cette image est ensuite normalisée afin de s'affranchir des variations d'illuminations entre différentes scènes.

$$f = \begin{cases} \frac{g_x + i g_y}{\sqrt{g_x^2 + g_y^2}} \\ 0, \end{cases} \quad \text{if } g_x = g_y = 0 \quad (4.1)$$

$$\text{avec } g_x = \frac{\partial I}{\partial x}, \quad g_y = \frac{\partial I}{\partial y}, \quad (4.2)$$

La fonction de similarité utilisée pour comparer les deux images est la corrélation complexe :

$$S(p, q) = \frac{1}{n} \left| \sum_{(i,j) \in \Omega_M} f_m(i, j) f_s^*(i + p, j + q) \right| \quad (4.3)$$

où n est le nombre de points dans la fenêtre de référence Ω_M , f_m (f_s) les images d'orientation de l'image maître (esclave) et f_s^* est le complexe conjugué de f_s (cette formule est simplifiée du fait que f_m et f_s sont déjà normalisées). Cela revient en fait à comparer la direction des gradients entre les deux images. L'avantage de cette méthode est que la direction des gradients d'intensité est invariante par changement d'illumination, problème fréquent dans les images satellites où les images peuvent être acquises à des heures ou des saisons différentes, avec des inclinaisons solaires différentes. En pratique, nous avons utilisé la fonction de "coherence tracking" du logiciel GAMMA, habituellement utilisée pour effectuer une corrélation entre deux images SAR complexes (Strozzi *et al.*, 2002b). La cohérence est calculée dans le domaine de Fourier, après un sur-échantillonnage par deux, puis le maximum est interpolé à la fraction de pixel. Le programme retourne le rapport Signal à Bruit (Signal-to-Noise Ratio, SNR) qui est le rapport entre le maximum de similarité et la valeur moyenne de similarité dans

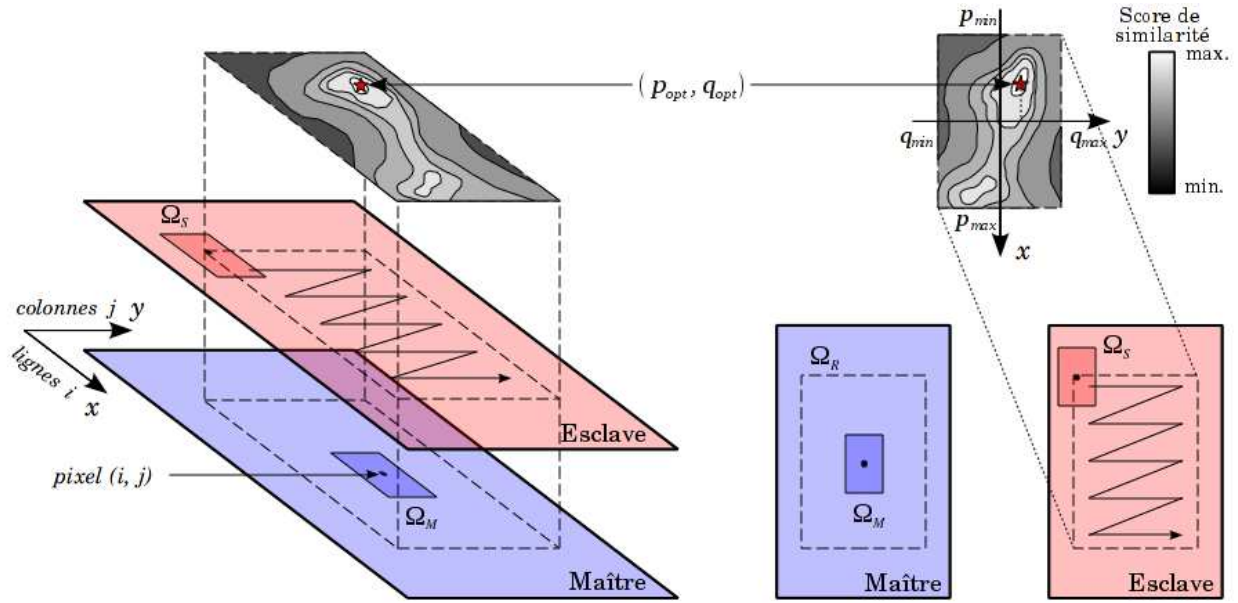


FIGURE 4.7 – Schéma illustrant le principe de mesure de déplacement par corrélation d'images (Fallourd, 2012)

la fenêtre de recherche :

$$SNR(i, j) = \frac{\max_{\Omega_R(i, j)}(S)}{\text{moy}_{\Omega_R(i, j)}(S)} \quad (4.4)$$

C'est un indicateur fréquemment utilisé pour quantifier la qualité de la corrélation (Strozzi *et al.*, 2002b; Quincey *et al.*, 2009a).

Choix des paramètres de corrélation

Il y a deux paramètres à choisir dans la méthode de corrélation. Le premier est la taille de la fenêtre de corrélation Ω_M , notée γ . Le choix de γ est complexe puisque la fenêtre doit être suffisamment large pour que l'information utilisée par la fonction de similarité soit représentative et distincte du bruit (Figure 4.8A). Mais si la fenêtre est trop large, d'une part il y a des risques que l'objet dans la fenêtre se déforme entre les deux acquisitions, d'autre part si il y a de forts gradients de vitesse sur l'objet étudié (sur le bord du glacier par exemple), il est pratiquement impossible de déterminer quelle est la structure qui est réellement suivie. Dans ce dernier cas, il est probable que la fonction de similarité ait plusieurs maximums et c'est la structure la plus contrastée qui sera retenue. Pour estimer ce paramètre, nous proposons d'effectuer une corrélation d'images pour quelques paires sélectionnées représentatives et différentes valeurs de γ , puis de calculer les résidus dans les zones stables (*cf.* section 4.2.5). Ces résidus convergent asymptotiquement vers une valeur minimale. Nous choisissons la valeur de γ la plus petite possible qui approche ce minimum. C'est un compromis entre une fenêtre suffisamment grande par rapport à la taille des structures visibles sur l'image et la résolution spatiale (la méthode est appliquée aux images Landsat dans la section 4.3). En réalité, la taille de la fenêtre de corrélation optimale dépend de la taille des glaciers, du bruit du capteur etc... Une fenêtre unique n'est donc pas optimale pour toutes les conditions. Debella-Gilo & Kääb (2012) ont proposé une méthode qui permet de déterminer la taille de fenêtre optimale en chaque point d'une image en fonction de la variance et du bruit de l'image, mais ce type de méthode est trop coûteux à mettre en place pour traiter un nombre d'images aussi important. Par ailleurs, l'algorithme de corrélation utilisé ne permet pas de définir une fenêtre de référence de taille variable.

Le second paramètre à définir est la taille de la fenêtre de recherche. La fenêtre de recherche Ω_R est

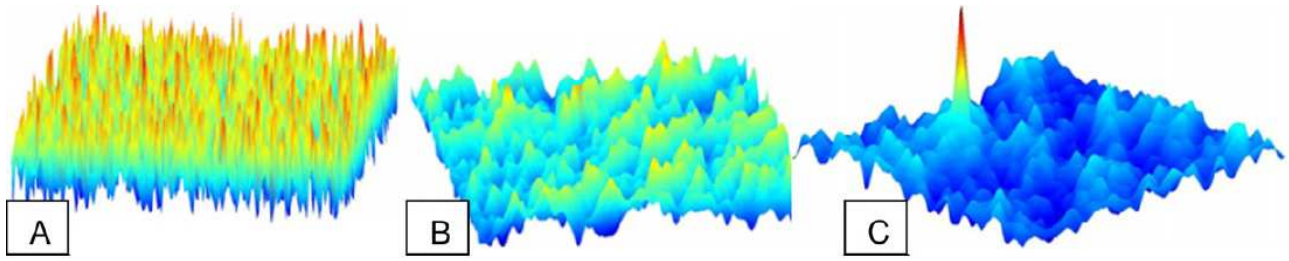


FIGURE 4.8 – Exemple de cartes de similarité dans les cas suivants (A) la fenêtre de référence est trop petite, tous les motifs se ressemblent et le maximum est élevé, mais le SNR est faible. (B) absence de contraste, la fonction de similarité est faible et bruitée, maximum et SNR sont faibles. (C) cas idéal, le maximum est important et distinct des autres valeurs, le SNR est élevé (modifié à partir de Debella-Gilo & Kääb (2012))

choisie de manière à être plus large que le déplacement maximum attendu, sans augmenter excessivement cette taille ce qui aurait pour effet d'augmenter le temps de calcul de manière importante. Pour une vitesse maximale attendue V_{max} et un écart temporelle Δt entre les deux images de résolution R , la taille de la fenêtre de recherche retenue est $\gamma_s = 2V_{max}\Delta t/R + \gamma$.

4.2.4 Post-traitement

Après avoir traité toutes les paires sélectionnées, on se retrouve avec un jeu de champs de vitesse qui couvrent une même région mais avec des périodes temporelles légèrement différentes et qui contiennent des valeurs aberrantes. La figure 4.9 montre des champs de vitesse obtenus sur le glacier du Baltoro pour deux paires différentes. On voit très nettement des valeurs aberrantes sous la forme de zones sans cohérence du champs de vitesse (les valeurs oscillent entre 0 et 300 m/an entre pixels voisins) liées à la présence de nuage ou au manque de contraste sur au moins une des images de la paire. Il est donc nécessaire de filtrer ces valeurs aberrantes. On observe aussi un signal cohérent sur le glacier avec des vitesses qui décroissent progressivement de plus de 120 m/an à 20 m/an. Mais bien que similaires, ces signaux sont légèrement différents entre les deux paires. Il est donc nécessaire de sélectionner/fusionner ces résultats pour améliorer le résultat final. Dans cette section, nous proposons une méthode afin d'exploiter la redondance temporelle pour filtrer efficacement les valeurs aberrantes et produire un champs de vitesse avec une meilleure couverture spatiale et une incertitude réduite.

Suppression des valeurs aberrantes

Les valeurs aberrantes (mauvais appariement) peuvent être identifiées en grande partie par la valeur de SNR. En effet, dans les zones de nuages ou de faible contraste, la fonction de similarité est très faible et très bruitée ; bien que la position du maximum soit retenue, sa valeur n'est pas beaucoup plus élevée que celle de ses voisins (Figure 4.8B) et le SNR est faible. Au contraire, dans une zone avec des motifs très nets, le maximum de similarité est très élevé par rapport aux autres points et le SNR est élevé (Figure 4.8C). Il suffit donc d'enlever tous les points avec une valeur de SNR inférieure à un seuil. Le choix du seuil est un compromis entre le nombre de non-détection (absence de mesure) et de fausses alarmes (valeurs aberrantes). Ce seuil peut être déterminé assez facilement en regardant la valeur des vitesses dans les zones supposées fixes (résidus). Nous verrons dans la section 4.3.2 que la valeur des résidus est importante pour un seuil faible mais diminue drastiquement et converge asymptotiquement vers une valeur de l'ordre des erreurs de recalage entre les images. Nous recommandons donc d'estimer ces résidus dans les zones fixes pour différents seuils de SNR et de sélectionner le plus petit seuil qui permet d'approcher l'asymptote. Le nombre de valeurs aberrantes est fortement réduit, mais pas nul ; elles seront efficacement éliminées grâce à l'étape suivante.

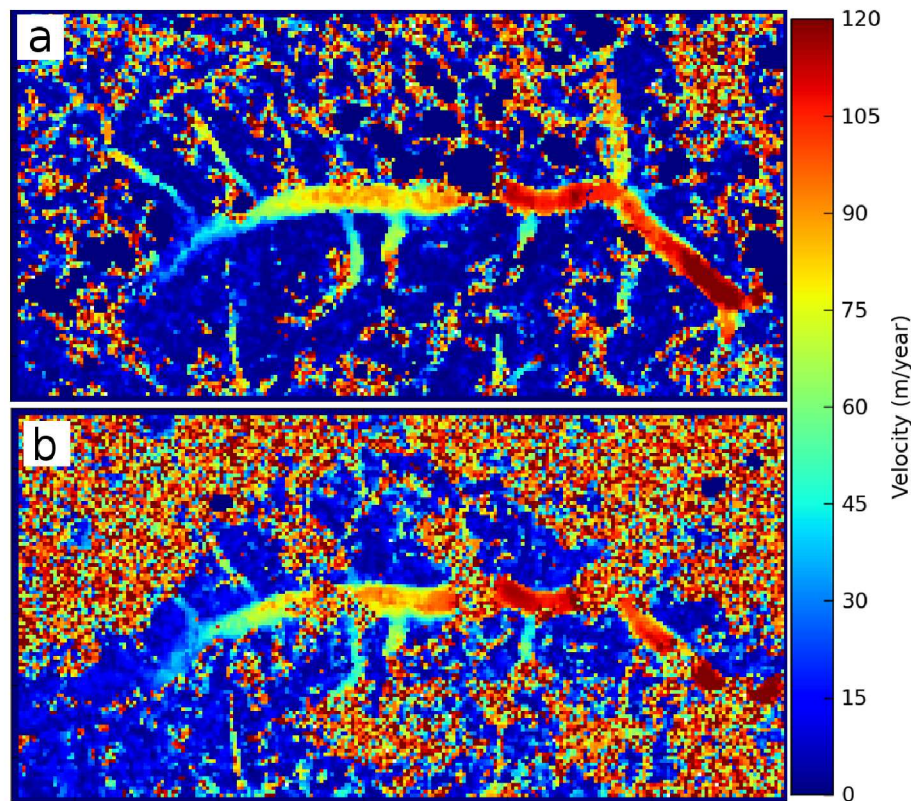


FIGURE 4.9 – Norme du vecteur vitesse sur le glacier du Baltoro obtenue par corrélation d’images entre des images acquises (a) le 15/07/2000 et 18/07/2001 (b) le 31/07/2000 et 03/08/2001.

Fusion des paires

A ce stade du traitement, nous avons donc un jeu de champs de vitesse incomplets qui se recouvrent. Pour des paires d’une même vignette Landsat, nous avons en chaque point d’une grille régulière zéro, une ou plusieurs estimations de la vitesse. Par ailleurs, des vignettes Landsat voisines se recouvrent, mais les vitesses ne sont pas nécessairement estimées sur la même grille (notamment, la zone UTM choisie pour la projection des images Landsat peut varier). Nous utilisons donc les propriétés de l’écoulement des glaciers pour fusionner ces différents résultats. Etant donné la viscosité élevée de la glace, nous faisons l’hypothèse d’un écoulement localement stationnaire (peu de variations entre paires d’images) et localement homogène (peu de variations entre deux points voisins). Nous proposons donc de calculer la médiane de chacune des deux composantes de la vitesse, parmi toutes les paires, au sein d’un voisinage spatial donné. Cette méthode peut être discutable vers les bords du glacier ou la glace mobile est adjacente à des rochers stables et il peut exister un fort gradient. Toutefois, un filtre médian préserve les contours et donc les changements de vitesse de part et d’autre du bord des glaciers. Le choix du voisinage spatial dépend de la résolution de l’image, de la taille des glaciers et du nombre de paires disponibles (plus on a d’estimations, plus ce voisinage peut être réduit).

Cette méthode a plusieurs avantages. Tout d’abord, la médiane n’est pas sensible à des valeurs extrêmes isolées et permet donc d’éliminer les valeurs aberrantes qui n’ont pas été écartées lors de la première étape. Le choix d’un filtre médian pour éliminer les valeurs aberrantes est très fréquent en glaciologie (Copland *et al.*, 2009; Ahn & Howat, 2011; Heid & Kääb, 2012a), mais cette méthode qui consiste à écarter les points qui diffèrent trop de leur voisinage requière de sélectionner manuellement un seuil et dépend de la région étudiée (Heid & Kääb, 2012a). Dans notre approche, grâce à la richesse d’information dont on dispose, la valeur est remplacée par la médiane. Deuxièmement, plusieurs sources d’erreur comme le recalage, les ombres, les nuages peuvent induire des appariements avec un SNR élevé car le hasard fait que deux motifs se ressemblent, mais ne sont pas liés à un déplacement du terrain. C’est la source d’erreur la plus importante lorsque l’on applique des méthodes de corrélation

d'images. Mais parce que ces erreurs ne sont pas cohérentes d'une paire à une autre, la médiane ne sera pas affectée et le résultat de la fusion est robuste à ce type d'erreur. Enfin, comme mentionné plus haut, en tolérant des estimations autour d'un certain voisinage spatial, cela permet de fusionner des scènes voisines avec des projections différentes.

4.2.5 Indices de performance

Dans cette section, nous définissons les indices qui sont utilisés dans cette étude pour évaluer la qualité des champs de vitesse. Comme l'ont remarqué Burgess *et al.* (2013a), en raison de la présence fréquente de mauvais appariements lors de la corrélation, la distribution des vitesses mesurées ne suit pas une loi gaussienne. Il est donc important d'utiliser des estimateurs statistiques robustes à ces valeurs extrêmes (Rousseeuw & Hubert, 2011). C'est la raison pour laquelle nous suggérons d'utiliser la médiane et la déviation absolu à la médiane (MAD) au lieu de la moyenne et de l'écart-type.

Dans la suite, nous considérons que les estimations de vitesse sont "valides" après avoir appliqué le seuil de SNR. Les glaciers sont délimités en utilisant la version 3.2 des contours de glacier du Randolph Glacier Inventory (Pfeffer *et al.*, 2014) excepté pour certaines parties du Karakoram où nous avons utilisé des contours de glacier édités manuellement en raison d'un mauvais alignement entre les contours et la position réelle des glaciers.

Les indices de performance utilisés sont :

- le taux de succès SR , qui est le pourcentage de points sur les glaciers ayant une estimation de vitesse.
- La MAD de la vitesse :

$$MAD = 1.483 \times \text{med}(|V - \text{med}(V)|) \quad (4.5)$$

qui est un équivalent robuste de l'écart-type. Lorsque rien n'est mentionné, elle est calculée pour la norme de la vitesse V , ou pour chaque composante de la vitesse lorsqu'un comportement différent peut être attendu des deux composantes. En particulier, dans les zones stables, c'est-à-dire en dehors des contours de glaciers, là où la vitesse est supposée nulle, la MAD est :

$$MAD_{off} = 1.483 \times \text{med}_{(i,j) \in \Omega_{off}}(|V(i,j)|) \quad (4.6)$$

où Ω_{off} est l'ensemble des points hors glacier. C'est un indicateur de l'incertitude de mesure.

- La dispersion : lors de l'étape de fusion, la MAD peut être calculée en chaque point

$$\sigma(i,j) = 1.483 \times \text{med}_{t \in T}(|V(i,j,t) - \bar{V}(i,j)|) \quad (4.7)$$

avec T le jeu de N estimées de la vitesse $V(i,j,t)$ qui ont été fusionnées pour obtenir la vitesse médiane $\bar{V}(i,j)$ au pixel (i,j) . Cet indicateur est représentatif de la variabilité entre les différentes paires.

- La cohérence des vecteurs vitesse (CVV) qui ont contribué à la médiane, définie comme suit :

$$CVV(i,j) = \frac{\|\sum_{t \in T} \vec{V}(i,j,t)\|}{\sum_{t \in T} \|\vec{V}(i,j,t)\|} \quad (4.8)$$

D'après l'inégalité triangulaire, la CVV est dans l'intervalle $[0,1]$, et vaut 1 si tous les vecteurs sont parfaitement alignés et tend vers 0 si ils pointent dans des directions aléatoires.

4.2.6 Incertitude

L'incertitude sur la vitesse pour les paires individuelles est dominée par les erreurs de recalage, la variabilité temporelle de l'écoulement et la précision de l'algorithme de corrélation. Mais l'incertitude sur la vitesse finale, c'est-à-dire la vitesse médiane sur la période considérée, décroît avec le nombre

d'estimations. Supposons un échantillon de N points tirés d'une distribution normale avec une variance σ_n , la médiane discrète converge asymptotiquement vers une distribution normale d'écart-type $\sigma_m = \sqrt{\frac{\pi}{2}} \frac{\sigma_n}{\sqrt{N}}$ (Chu, 1955). Ici, nous ne pouvons pas faire l'hypothèse d'une distribution normale de la vitesse car les distributions ont des queues lourdes en raison de la présence de nombreux outliers. Mais parce que les mesures sont indépendantes et distribuées symétriquement, on suppose que l'intervalle de confiance à 95 % de chaque composante de la vitesse suit une loi similaire :

$$t_{95} = k \frac{\sigma}{N^\alpha} \quad (4.9)$$

où σ est la MAD de N estimations de vitesse utilisées pour calculer la vitesse médiane, t_{95} l'intervalle de confiance à 95 %, c'est-à-dire la différence entre le quantile 97.5 et le quantile 2.5, et k et α des paramètres à déterminer. En appliquant le logarithme à cette équation, on obtient une relation linéaire :

$$\log\left(\frac{t_{95}}{\sigma}\right) = \log(k) - \alpha \log(N) \quad (4.10)$$

Nous proposons de calculer l'intervalle de confiance à 95 % dans les zones stables, où la vitesse réelle est nulle, pour chaque valeur de N . La relation entre t_{95} , σ et N est ajustée à l'équation 4.10 en utilisant une régression par moindres carrés. La relation est ensuite extrapolée aux régions englacées pour calculer l'intervalle de confiance à 95 % pour chaque composante de la vitesse finale. L'incertitude sur la norme de la vitesse est alors :

$$t_{95}^v = \frac{|v_x|}{v} t_{95}^x + \frac{|v_y|}{v} t_{95}^y \quad (4.11)$$

où t_{95}^x , t_{95}^y et t_{95}^v sont les intervalles de confiance à 95 % respectivement de la composante selon x , v_x , composante selon y , v_y , et la norme, v , de la vitesse.

4.3 Application à la région du Pamir-Karakoram-Himalaya

4.3.1 Données

Nous avons testé les capacités de cette méthode pour produire des champs de vitesse annuels de glaciers sur une large région. Pour cela, nous avons traité toutes les paires Landsat disponibles entre 1999 et 2001 sur la région du PKH qui s'étend sur plus de 3000 km. Nous avons apparié toutes les images avec un écart temporel de 368-16, 368, 368+16, 736-16, 736 and 736+16 jours. Cela représente 1382 images, 1536 paires, et un total de 68 vignettes Landsat. Le traitement d'une paire prend approximativement 15 min sur un ordinateur de bureau avec 6 processeurs, le traitement complet a pris environ 16 jours.

4.3.2 Choix des paramètres

Nous avons sélectionné 3 paires test avec un faible couvert nuageux et un bon contraste afin de déterminer les paramètres optimaux pour toutes les scènes. Nous les avons choisies représentatives des différents types de glaciers dans les Alpes et l'Himalaya (Tableau 4.2). Une première vignette (148/35) couvrant une large zone du Karakoram est choisie parce qu'elle contient des glaciers parmi les plus grands de l'Himalaya et représente donc un cas idéal. Une seconde vignette (140/41) couvrant la région de l'Everest, avec des glaciers plus petits et un couvert détritique important et donc une texture importante, ce qui est une propriété intéressante pour la corrélation d'images. Enfin, la dernière vignette couvre le Kunlun avec des glaciers blancs et donc très peu de contraste, ce qui représente le cas le plus difficile. Enfin, deux capteurs, LE7 et LT5, ont été choisis afin de prendre en compte d'éventuelles différences.

TABLE 4.2 – Paires test sélectionnées pour le choix des paramètres de pré-traitement et de corrélation

Région	Path/Row	Capteur	Date 1	Date 2	Image 1	Image 2
Karakoram	148/35	ETM+	25/02/2000	27/02/2001	LE71480352000056SGS01	LE71480352001058SGS00
Everest	140/41	ETM+	30/10/2000	17/10/2001	LE71400412000304SGS00	LE71400412001290SGS00
Kunlun Shan	145/35	TM	10/08/2007	15/08/2009	LT51450352007222IKR00	LT51450352009227KHC00

Paramètres de la corrélation

Le paramètre le plus critique pour la corrélation d'images est le choix de la taille de la fenêtre de référence γ . La figure 4.10 montre la MAD en zones stables en fonction de γ pour les 3 paires test et un seuil en SNR de 5 (le choix de ce paramètre est affiné et justifié plus loin). On observe clairement que pour des valeurs de γ inférieures à 12, les déplacements mesurés sont très bruités, ce qui est probablement lié à la petite taille de la fenêtre. En augmentant la taille à des valeurs très importantes, on réduit encore le bruit, mais on diminue la résolution du résultat et on augmente le risque de déformation au sein de la fenêtre de référence, ce qui n'est pas souhaitable.

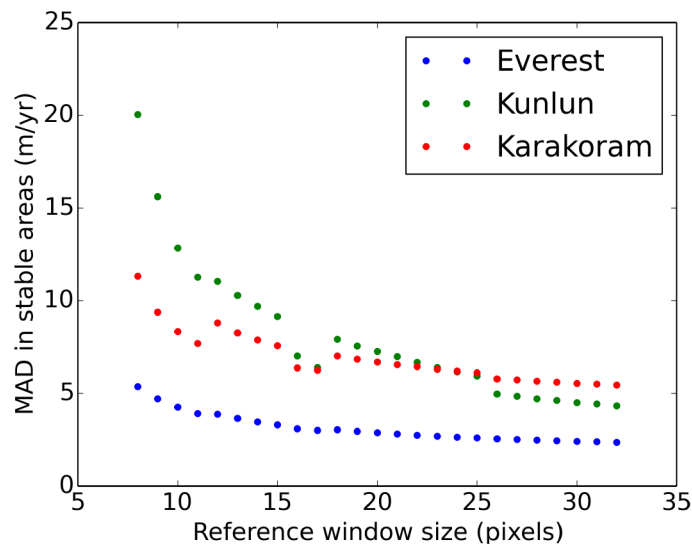


FIGURE 4.10 – MAD de la vitesse dans les zones stables en fonction de la taille de la fenêtre de référence γ pour les trois paires test et un seuil SNR de 5

Nous avons retenu une fenêtre de référence de taille 16x16 pixels (480x480 m²) qui approche le minimum de MAD sans être excessivement large. Bien que ce ne soit pas obligatoire, en utilisant une puissance de 2, on optimise les calculs dans le domaine de Fourier lors de la corrélation. La fenêtre de recherche est choisie de façon à suivre des déplacements inférieurs à 300 m/an, ce qui est le cas pour la majorité des glaciers de l'Himalaya et des Alpes, à l'exception des glaciers qui surgent (Quincey *et al.*, 2011). Elle varie donc de 30 à 48 pixels selon l'espacement des paires d'images (1 à 2 ans). Le choix de l'espacement et de la fenêtre de recherche est fait de manière à maximiser la précision et les tendances à long terme ; pour des études qui s'intéresseraient à des changements rapides de dynamique (par exemple les surges), ces paramètres doivent être adaptés, par exemple en introduisant des paires plus courtes ou des fenêtres de recherche plus grandes. Enfin, l'échantillonnage des mesures est fixé à la moitié de la fenêtre de référence, soit 8 pixels. Un pas d'échantillonnage plus fin permettrait d'augmenter artificiellement la résolution, mais les mesures voisines seraient en fait fortement corrélées, puisque c'est la taille de la fenêtre de référence qui dicte réellement la résolution.

TABLE 4.3 – Taux de succès de la corrélation d’images sur les glaciers pour chaque bande Landsat individuellement (haut) et pour la première composante d’ACP pour différentes combinaisons (bas). La meilleure valeur de chaque colonne est indiquée en gras et la meilleure bande initiale en italique.

Pour la bande 8 à 15 m de résolution, la fenêtre de référence a été choisie à 16x16 et 32x32 pixels pour garder une taille de fenêtre identique en terme de pixel/mètre respectivement.

	Everest	Karakoram	Kunlun
Bande 1	8	7	4
Bande 2	10	13	10
Bande 3	9	8	8
Bande 4	24	9	15
Bande 5	42	40	9
Bande 8 (r16)	19	14	
Bande 8 (r32)	25	17	
1,2,3,4,5	37	48	15
1,2,3,4	24	14	15
4,5	44	48	15

Sélection des bandes

Nous avons sélectionné la ou les bandes optimales en suivant la méthode décrite dans la section 4.2.2, pour les trois paires test. Le taux de succès est résumé dans le tableau 4.3, partie haute, pour chaque paire et les bandes 1 à 5 (et panchromatique lorsqu’elle existe), avec un seuil SNR de 5. On observe que les bandes 1 à 3 ont de faibles performances. Ceci est dû à la saturation sur la neige et la glace propre. Ensuite, la bande 5 donne les meilleurs résultats pour les régions de l’Everest et du Karakoram, tandis que la bande 4 est plus intéressante pour les glaciers du Kunlun. La bande panchromatique a de meilleures performances que les bandes 1 à 3 mais est encore très saturée et ne donne pas les meilleurs résultats sur la neige et la glace. Ce classement n’est pas affecté par le choix du seuil SNR. Ces résultats s’expliquent par la différence dans les types de glaciers. La scène du Kunlun contient essentiellement des glaciers propres, qui ont un signal très faible et uniforme dans la bande 5 (proche infrarouge) et explique les faibles performances pour cette bande. Au contraire, les régions de l’Everest et du Karakoram ont de nombreux glaciers couverts de débris, qui ont une réponse plus homogène entre les bandes, mais la bande 5 a un meilleur contraste dans les zones d’accumulation. En résumé, la bande 5 a les meilleures performances dans les zones d’accumulation où toutes les autres sont saturées, à l’exception des zones d’ombre et de débris où elle a un signal très faible (Figure 4.6). Dans ces zones, la bande 4 a un meilleur contraste, donc les bandes 4 et 5 semblent complémentaires.

Nous avons ensuite effectué les mêmes tests pour la première composante de l’ACP pour les combinaisons suivantes : la combinaison 1-5 qui est utilisée par Scambos *et al.* (1992) et Berthier *et al.* (2003), une combinaison qui exclut la bande 5 et une combinaison des bandes 4-5. Les résultats sont résumés dans le tableau 4.3, partie basse. Ils montrent que les meilleures performances sont atteintes pour la combinaison 4-5 pour toutes les régions et elle surpasse constamment les performances des bandes individuelles. Elle semble tirer profit de la complémentarité des bandes 4 et 5. Ce n’est pas le cas de la combinaison 1-5 qui a parfois de plus mauvaises performances que la meilleure des bandes (pour l’Everest par exemple). Cette combinaison n’est donc pas le choix idéal pour l’étude des glaciers de montagne avec des couverts différents. Les mauvais résultats pour la combinaison 1-4 confirment que la bande 5 apporte une information différente et ne doit pas être exclue. En fait, c’est la seule bande qui diffère significativement des autres sur la neige et la glace et permet d’augmenter la variance de l’ACP. Encore une fois, ces résultats sont robustes quel que soit le choix du seuil SNR (nous avons testé 3, 5 et 7).

En conclusion, la première composante de l’ACP(4,5) est la combinaison de bande qui a les performances les plus robustes sur les glaciers de montagne.

Seuil en SNR

Une fois que les pré-traitements et les paramètres de la corrélation ont été choisis, on peut effectuer la corrélation d'images pour chaque paire disponible et calculer les champs de vitesse et le SNR associé. Ces résultats intermédiaires nous permettent de choisir le seuil de SNR pour éliminer les valeurs aberrantes. La figure 4.11 montre la MAD dans les zones stables pour chaque composante de la vitesse et le taux de succès pour différents seuils de SNR et pour toutes les paires traitées. De faibles valeurs de SNR signifient qu'il n'existe aucun motif correspondant à la fenêtre de référence dans l'image esclave et les déplacements calculés sont très bruités. Mais il est intéressant de noter que la MAD chute rapidement pour des seuils de SNR supérieurs à 3 puis atteint une asymptote. La valeur de l'asymptote représente les résidus moyens pour les paires individuelles, ici de l'ordre de 1-2 m/an, ils sont légèrement différents pour les deux composantes. Ces résidus sont dus à des erreurs d'orthorectification, mais grâce à l'étape de recalage, ils sont réduits par rapport à l'incertitude sur le recalage image à image des produits délivrés par l'USGS (Lee *et al.*, 2004; Storey & Choate, 2004). Le taux de succès diminue de la même manière mais continue à décroître pour des seuils plus élevés. Nous avons donc choisi un seuil en SNR de 4, ce qui permet d'éliminer substantiellement les valeurs aberrantes sans éliminer trop de points intéressants.

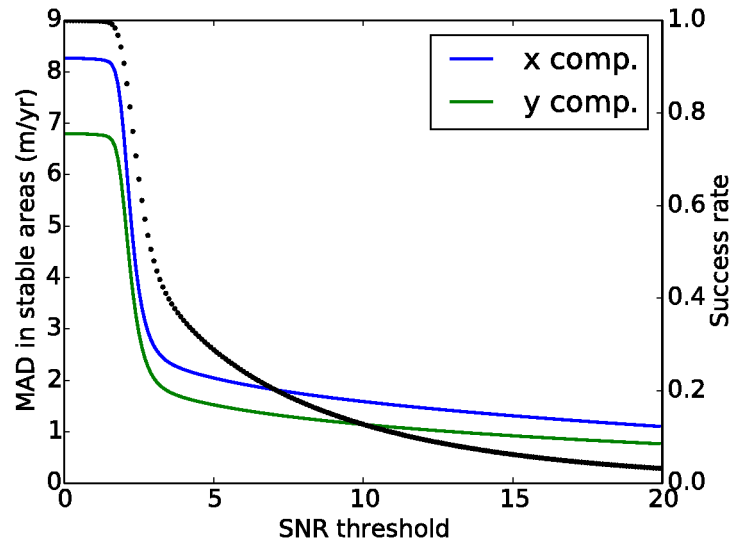


FIGURE 4.11 – MAD dans les zones stables sur l'ensemble du PKH pour chaque composante de la vitesse (trait plein) et taux de succès (pointillés noirs) pour différents seuils de SNR

Fusion

Les champs de vitesse individuels sont alors combinés ensemble grâce au filtre médian. La valeur médiane de chaque composante de la vitesse est calculée au sein de toutes les paires disponibles et dans un voisinage spatial. Parce que les vignettes Landsat sur cette large région ont des projections UTM différentes, la vitesse médiane est calculée sur une grille de pas 240 m et une projection conique conforme de Lambert. Chaque estimée de la vitesse dans un rayon de $\sqrt{2} \times 240 = 340$ m est incluse dans la médiane, ce qui veut dire que les 9 voisins les plus proches sont inclus. Enfin, si le nombre de points utilisés pour calculer la médiane est inférieur à $N_{min} = 5$, nous éliminons la mesure car la médiane n'est pas assez robuste.

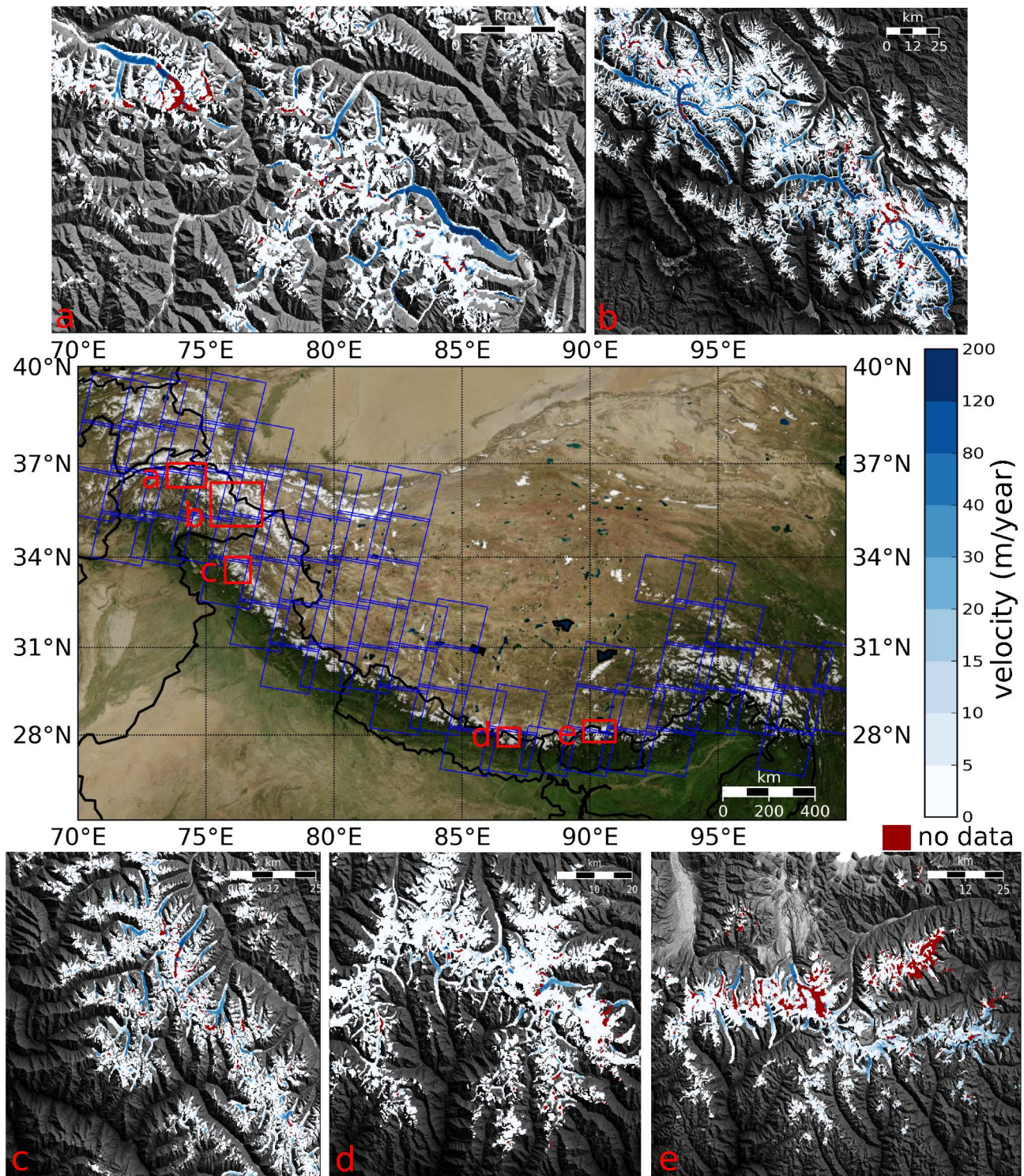


FIGURE 4.12 – Carte de la région d'étude : les polygones bleus représentent les vignettes Landsat traitées, les carrés rouges indiquent la position des encarts a à e (a : Hindu-Kush, b : Karakoram, c : Jammu-Cachemire, d : Everest, e : Bhoutan). Les encarts montrent les vitesses annuelles pour l'année 2000 des glaciers de l'inventaire RGI (échelle de couleur bleue). Les zones rouges sont les points sans estimation de vitesse.

4.3.3 Résultats

La vitesse finale calculée pour le PKH et l'année 2000 (période 1999-2001) est présentée sur la figure 4.12 pour plusieurs sous-régions. Une vitesse a été estimée pour 76000 km² ou 92 % des régions

englacées de cette région. Les principales zones sans estimation (en rouge sur les cartes) sont les zones d'accumulation avec une faible texture et des glaciers spécifiques ayant des vitesses supérieures à 300 m/an, particulièrement au Karakoram. Ces résultats n'ont pas été comparés à des données terrain pour plusieurs raisons :

- comme montré dans la section 3.2.3, peu de données de terrain existent, encore plus rarement sur une année. Par ailleurs, les rares glaciers instrumentés sont généralement de petite taille et donc les cas les plus défavorables pour la corrélation d'images.
- la mesure de vitesse par corrélation d'images se fait sur des fenêtres de 16x16 pixels (480 m x 480 m) et le point exact auquel correspond la mesure n'est pas connu, alors que les mesures DGPS sont très localisées, il est donc difficile de comparer ces deux types de mesure.

Toutefois, une comparaison avec des données de terrain pour le glacier de la Mer de Glace dans les Alpes est présentée dans la section 4.5.

De manière qualitative, les valeurs sont en bon accord avec des résultats précédents obtenus par télédétection, en particulier Copland *et al.* (2009), Heid & Kääb (2012a) et Rankl *et al.* (2014) au Karakoram (encart b), Quincey *et al.* (2009b) et Scherler *et al.* (2011b) dans la région de l'Everest (encart d), Kääb (2005) au Bhoutan (encart e).

4.3.4 Apport de la fusion par rapport aux paires individuelles

Dans cette section, nous évaluons les performances de la stratégie proposée comparée aux résultats obtenus à partir d'une seule paire d'image pour la vignette 148/35 (Est du Karakoram) et l'année 2000 (paires dans la période 1999-2001). Cela représente 26 images et 29 paires. La figure 4.13 représente l'effet de chaque étape du post-traitement pour un profil de vitesse le long du glacier du Baltoro. Les vitesses brutes (en gris) contiennent beaucoup de valeurs aberrantes, en raison des nuages et des ombres dans les images. En appliquant un seuil en SNR de 4, on en élimine la plupart, mais il en reste quelques unes, ce qui ne permet pas de garantir que les vitesses ont un sens physique. En rajoutant de l'information, le filtre médian a plusieurs avantages : il élimine efficacement les valeurs aberrantes, permet de combler les zones sans estimation et retourne une valeur unique et plus robuste pour chaque point.

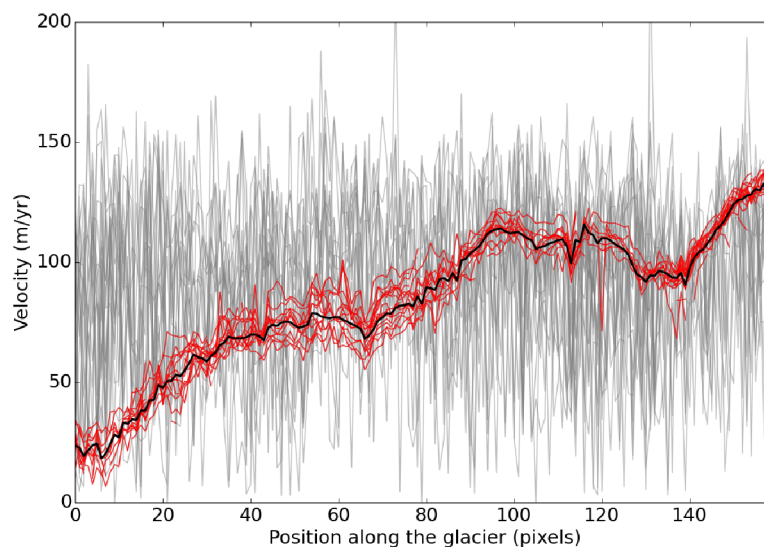


FIGURE 4.13 – Profil de vitesse le long du glacier du Baltoro (35°42'29"N, 76°23'21"E) pour les 29 paires disponibles sur la période 1999-2001 : résultats bruts (gris), après avoir éliminé les valeurs ayant un SNR inférieur à 4 (rouge) et après le filtre médian (noir).

Plus quantitativement, la figure 4.14 (gauche) montre le taux de succès pour chaque paire indivi-

duelle et le résultat de la fusion. La paire *optimale*, c'est-à-dire avec le taux de succès le plus élevé, permet d'estimer la vitesse pour environ 71 % de la surface des glaciers, la plupart des points manquants étant situés dans les zones d'accumulation. La fusion quant à elle permet d'estimer 94 % des points. La fusion donne de meilleurs résultats que toutes les paires en exploitant la complémentarité entre les différentes paires.

La figure 4.14 (droite) montre la MAD dans les zones stables pour chaque paire individuelle et pour le résultat de la fusion, en conservant l'ordre des paires de la figure précédente. La MAD pour la paire *optimale* est 5,5 m/an et la MAD moyenne pour les paires individuelles est de 5,4 m/an, principalement en raison des erreurs d'orthorectification. La fusion a l'avantage de réduire le bruit qui n'est pas corrélé entre les paires successives. En conséquence, la MAD pour la fusion vaut 1,4 m/an, améliorant le résultat d'un facteur 4 par rapport à la paire optimale.

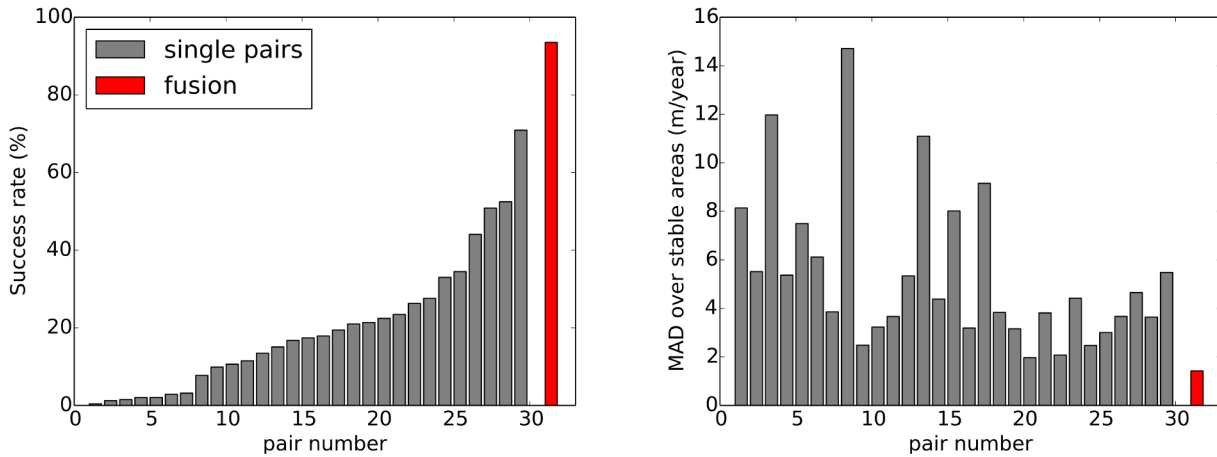


FIGURE 4.14 – Gauche : Taux de succès pour chaque paire individuelle, en ordre croissant, et pour le résultat de la fusion (rouge). Droite : MAD dans les zones stables pour les mêmes paires dans le même ordre.

4.3.5 Incertitude

Dans cette section, nous présentons un exemple sur la façon de déterminer l'incertitude sur la vitesse finale pour la sous-région du Karakoram (74-78°E, 34,5-37°N). La figure 4.15 montre la dispersion pour les vitesses individuelles autour de la médiane (*cf.* Eq 4.7). Cela met en évidence les deux principales sources d'incertitude. La première vient des erreurs de corégistration, qui sont généralement plus importantes sur les bords des images Landsat (quelques contours d'images ont été tracés en pointillés sur la figure). Malgré l'étape de recalage avec les images GLS, la dispersion moyenne dans les zones stables est de 4.1 m/an. La seconde source d'incertitude est la variabilité temporelle de l'écoulement des glaciers sur la période de 3 ans. Les glaciers sont clairement visibles sur la figure en bleu clair/rouge. En particulier, une forte variabilité est observée sur le glacier du Rimo central (annoté avec un *, ~77,8°E 35,2°N) d'approximativement 40 m/an. Ceci est cohérent avec les surges rapportées pendant cette période (Bhambri *et al.*, 2013). La dispersion moyenne sur les glaciers est de 6,4 m/an.

L'incertitude sur la vitesse finale, c'est-à-dire la vitesse médiane, est impactée par la dispersion des vitesses σ , mais réduite lorsque le nombre d'observations N augmente. La figure 4.16 (gauche) montre l'intervalle de confiance à 95 % t_{95} de la vitesse finale dans les zones stables en fonction du nombre de points utilisés pour calculer la médiane. Lorsque très peu d'estimations sont disponibles, les résidus peuvent atteindre 20 m/an. Mais lorsque le nombre de mesures augmente, l'incertitude n'est que de quelques m/an. La figure 4.16 (droite) montre la relation linéaire entre $\log(t_{95}/\sigma)$ et $\log(N)$.

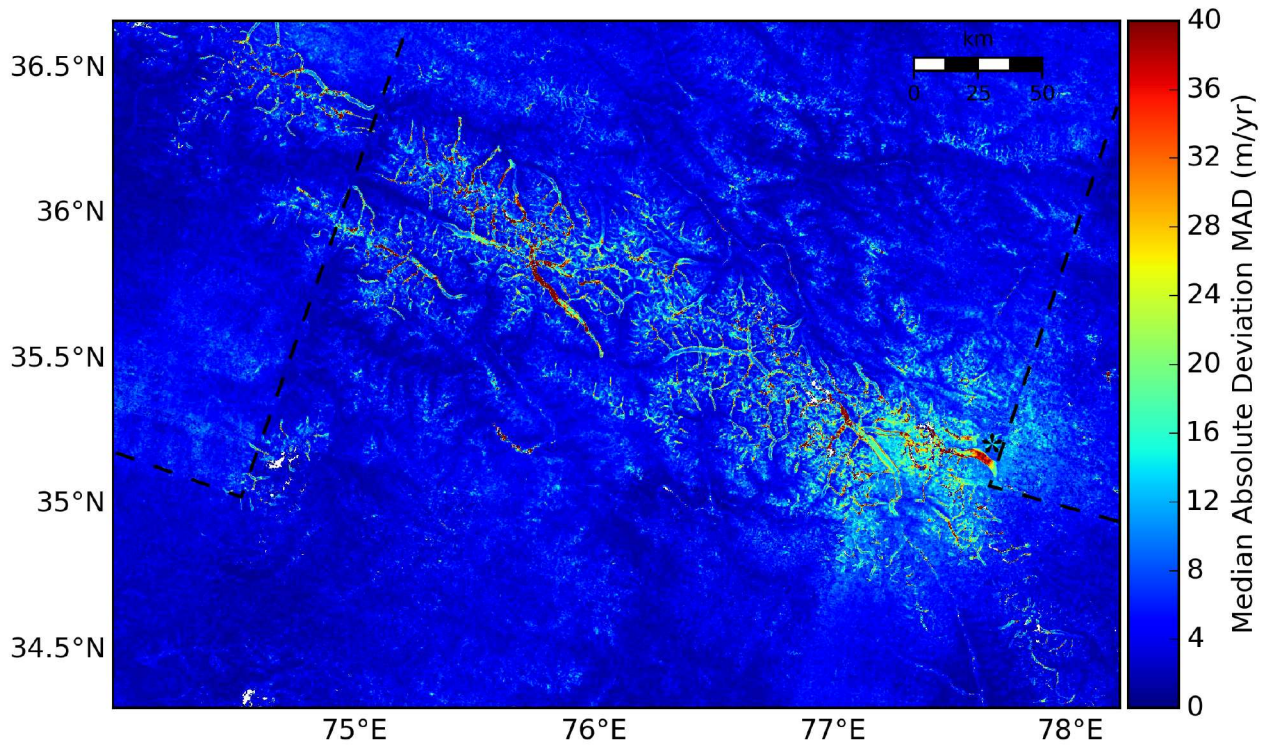


FIGURE 4.15 – Dispersion des vitesses estimée pour toutes les paires du Karakoram sur la période 1999-2001. En traits pointillés, quelques contours d'images Landsat. Un astérisque * marque la position du glacier du Rimo, en phase de surge active sur cette période.

TABLE 4.4 – Paramètres de la régression linéaire entre $\log(t_{95}/\sigma)$ et $\log(N)$ pour la région du Karakoram

Composante	α	k	R^2
x	0.44	4.0	0.94
y	0.46	4.1	0.94

La relation est forte exceptée pour $N \leq 5$ ($\log(N) \leq 0.7$). En fait, pour un N faible, la médiane et la MAD sont moins bien estimées et leur distribution diverge de la distribution normale. Pour ces valeurs, notre méthode sous-estime l'incertitude et nous recommandons d'écarter ces points. Pour $N \geq 5$, les paramètres de la régression linéaire sont résumés dans le tableau 4.4.

Cela nous permet de calculer un intervalle de confiance en fonction de σ et N , en tout point. La figure 4.17 montre cet intervalle pour la région du Karakoram. La carte d'incertitude a une forme similaire à σ (Figure 4.15), mais est pondérée par N ; en particulier, dans les zones stables où il y a en général plus de mesures (moins de saturation), l'incertitude est réduite alors que dans les zones couvertes de neige, le faible contraste réduit le nombre de mesure et l'incertitude reste élevée. L'incertitude médiane est de 2,0 m/an dans les zones stables. Sur les glaciers, l'incertitude médiane est de 4,4 m/an, variant de quelques m/an sur certaines langues glaciaires à 20 m/an sur certaines zones d'accumulation. L'incertitude est aussi plus élevée sur les bords des glaciers (comme on peut le voir sur l'encart de la figure 4.17), en raison de la déformation plus importante et donc d'une vitesse plus variable au sein de la fenêtre de référence. On observe également un léger quadrillage régulier ou gaufré (en particulier sur le bas de la carte) du fait que les projections UTM et Lambert ne se superposent pas et le nombre de voisins inclus dans la médiane varie périodiquement.

Enfin, la cohérence du vecteur vitesse est illustrée sur la figure 4.18 pour la région du Karakoram. Des motifs rectangulaires correspondant aux vignettes Landsat ou liées à la topographie dans les zones

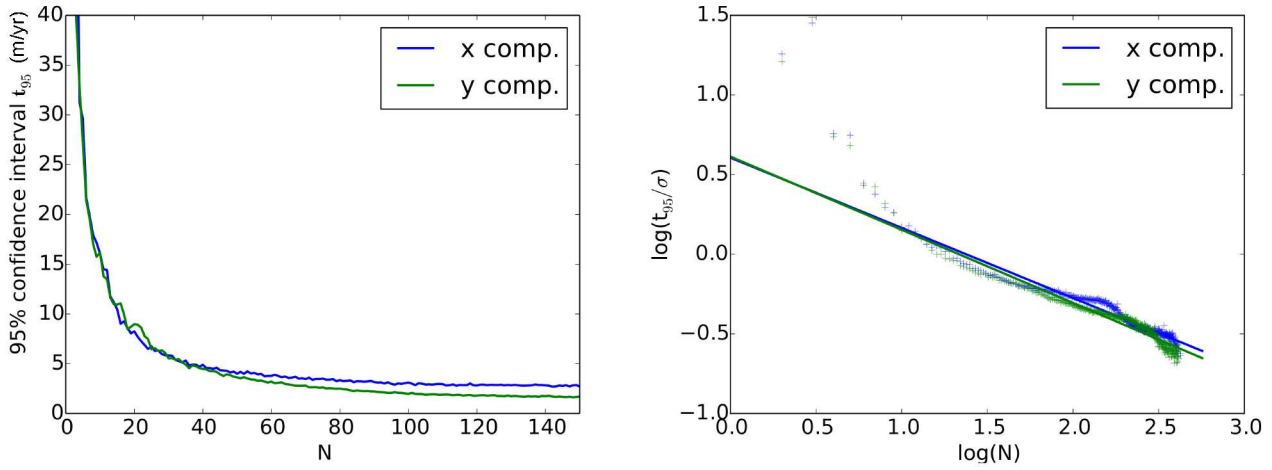


FIGURE 4.16 – Intervalle de confiance à 95 % t_{95} en fonction du nombre d'estimées de la vitesse N (gauche) et relation linéaire entre $\log(t_{95}/\sigma)$ et $\log(N)$ pour la sous-région du Karakoram

stables sont révélatrices des erreurs d'orthorectification. Néanmoins, la cohérence est bien plus élevée sur les glaciers, ce qui signifie que les champs de vitesse fusionnés sont bien alignés et que l'on peut être confiant dans la direction des vecteurs vitesse.

4.4 Traitement de 40 ans d'archive

Dans les sections précédentes, nous avons proposé une méthode de traitement de l'archive Landsat puis nous l'avons appliquée sur 3 ans de données TM et ETM+. L'objectif de cette section est de résumer les résultats obtenus pour l'ensemble de l'archive Landsat ainsi que les difficultés rencontrées.

4.4.1 Vitesses annuelles

Nous avons traité l'ensemble de l'archive Landsat afin de produire des champs de vitesse annuelle, néanmoins pour chaque capteur et chaque période, des paramètres différents ont été utilisés. Ces paramètres ont été déterminés en utilisant la stratégie proposée dans les sections précédentes et sont résumés dans le tableau 4.5 pour le PKH et le tableau 4.6 pour les Alpes.

Pour les Alpes, nous ne présentons que les résultats issus des données à 15 m de résolution, car les images à 30 m n'ont pas permis d'obtenir des résultats satisfaisants pour la majorité des glaciers des Alpes. Seules les paires annuelles ont été traitées, à la fois pour des raisons de temps de calcul, à la fois parce que la résolution de 15 m permet de mesurer des déplacements plus faibles qu'avec des images à 30 m. Nous avons donc fusionné les champs de vitesse sur les deux courtes périodes où nous avons des données : 1999-2003 et 2013-2015. Le taux de couverture sur les glaciers pour chaque période est respectivement de 61.8% et 79.1%. Le pas d'échantillonnage choisi est de 2, car les glaciers étant de petite taille, il est important d'avoir le plus possible de fenêtres de corrélation qui soient entièrement incluses dans les glaciers, ce qui n'est pas garanti avec un pas de 8 (120 m). Il faut toutefois noter que certaines mesures risquent d'être redondantes. Une part importante de la détermination des paramètres à utiliser ainsi que des champs de vitesse ont été obtenus grâce à la contribution de Matthias Jauvin, étudiant en 2ème année de cycle ingénieur, qui a effectué un stage de 9 semaines co-encadré avec Antoine Rabatel au LGGE.

Pour l'Himalaya, nous avons traité l'ensemble des données existantes. Toutefois, même si l'histogramme de la figure 4.2 donne l'impression d'une quantité importante d'images, nous n'avons pas pu

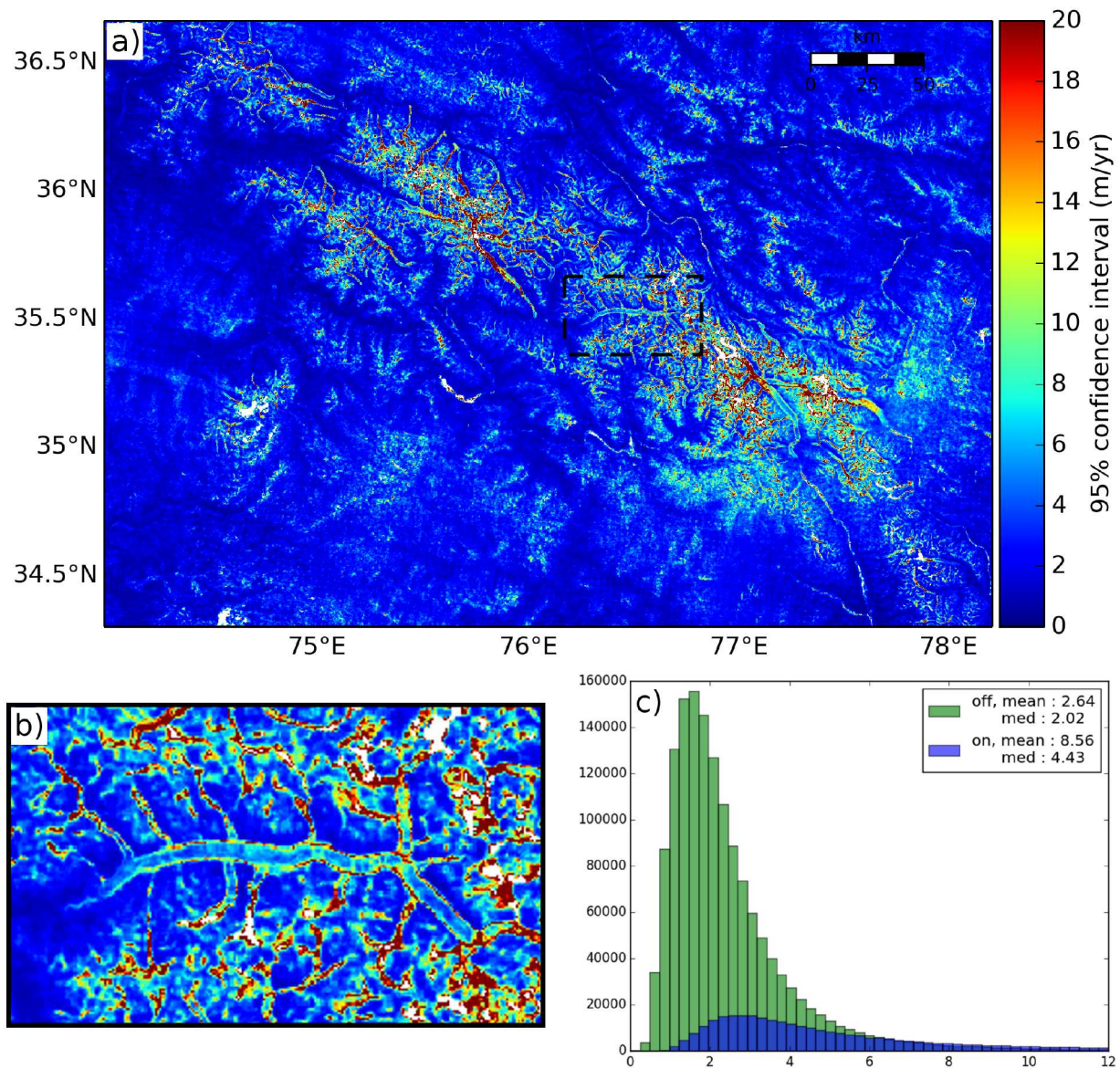


FIGURE 4.17 – (a) Incertitude sur le champs de vitesse final pour le Karakoram et la période 1999-2001, (b) zoom sur le glacier du Baltoro (traits pointillés), (c) histogramme de l'incertitude sur les glaciers et en dehors

obtenir des champs de vitesse de manière continue sur la période 1972-2015. Toutes les images ont été traitées et fusionnées en fonction de leur résolution (MSS 60 m, TM et ETM+ 30 m, ETM+ et OLI 15 m). Les traitements effectués et les résultats obtenus pour chaque période sont présentés dans les sections suivantes. L'ensemble des cartes de vitesse obtenues est illustré en annexe pour différentes régions des Alpes (Annexe C) et du PKH (Annexe A).

MSS 60 m : Période 1972-1981

Bien que le capteur MSS ait acquis des images sur la période 1972-1989, il n'existe pas de paires annuelles ou bi-annuelles sur certaines périodes. Les paires traitées couvrent donc en réalité la période 1972-1981. Sur cette période, l'ensemble du PKH n'a pas été imagé chaque année et de nombreuses images sont de très mauvaise qualité. Afin d'obtenir les résultats les plus complets possibles, nous avons fusionné l'ensemble des paires disponibles sur la période 1972-1981, soit 2631 paires. Nous avons

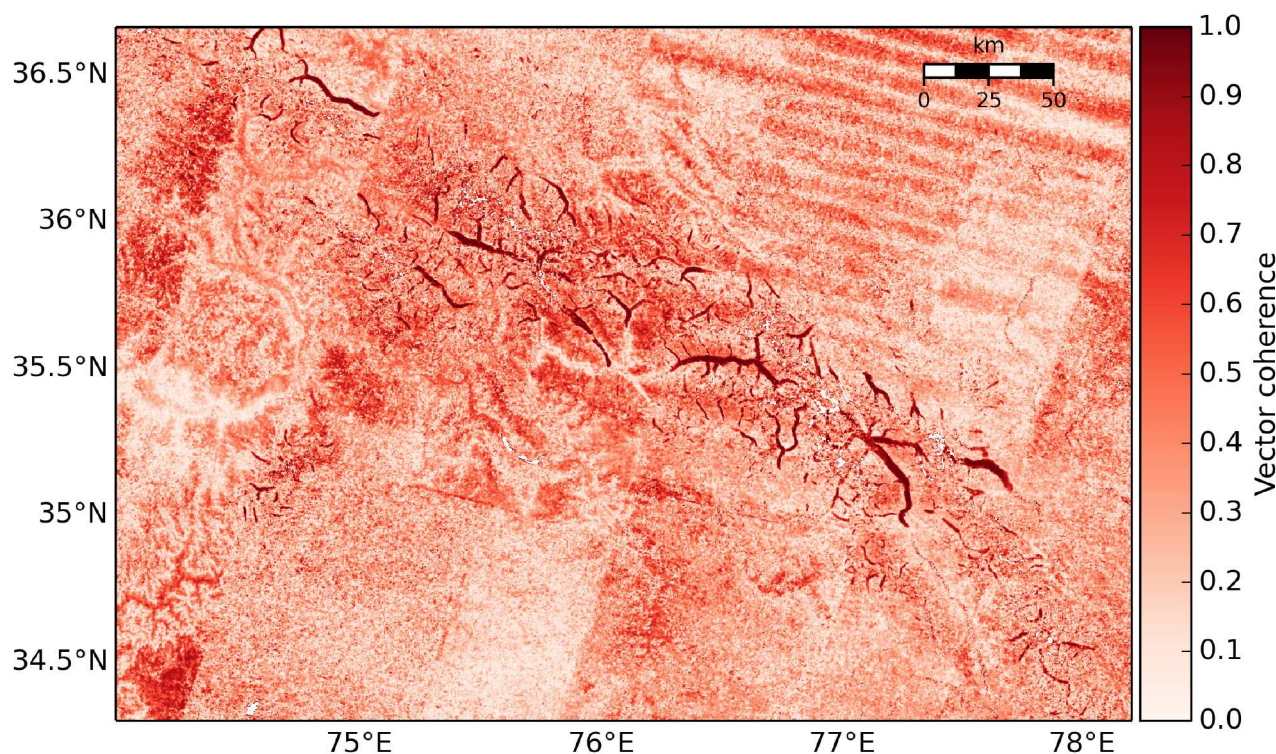


FIGURE 4.18 – Cohérence du vecteur vitesse pour la région du Karakoram. Une valeur de 1 signifie un parfait alignement des vecteurs vitesse qui ont contribué à la vitesse médiane, une valeur de 0 indique des directions aléatoires.

TABLE 4.5 – Paramètres utilisés pour le traitement de l'ensemble de l'archive Landsat sur le PKH

Période -	Capteur -	Bandes -	Espacement cycle (16 ou 18 jours)	Fenêtre de réf. pixels	pas pixels	seuil SNR -
1972 - 1981	MSS	7	19-21, 39-41	16	2	4
1984 - 2011	TM	ACP(4,5)	22-24, 45-47	16	8	4
1999 - 2003	ETM	ACP(4,5)	22-24, 45-47	16	8	4
1999 - 2003	ETM	8	22-24	16	8	4
2013 - 2015	OLI	8	22-24	16	8	4

utilisé un pas d'échantillonnage de 2 pixels, ce qui permet de comparer les résultats à ceux obtenus avec les images à 15 m.

Avec une résolution de 60 m et une fenêtre de corrélation de 16 pixels, l'utilisation des images MSS ne permet d'observer que des glaciers dont la largeur atteint au minimum 1 km. Par ailleurs, de nombreuses images présentent des défauts : artefacts sur les images (Figure 4.19), mauvaise géolocalisation ou mauvaise correction de la topographie. C'est pour le traitement de ces images en particulier qu'une étape de coregistration a été ajoutée à la chaîne de traitement, mais il existe malgré tout de nombreuses erreurs d'orthorectification qui ne peuvent pas être corrigées par un polynôme de degré 2. Pour cette raison, lors de la fusion, nous éliminons toutes les paires pour lesquelles les résidus en dehors des masques de glaciers dépassent un seuil (ici lorsque le 85ème centile dépasse 50 m/an).

La bande 7 (proche infrarouge) a été utilisée car elle est la moins saturée sur les zones de glace ou de neige. Les résultats en annexe montrent qu'il est possible d'obtenir des champs de vitesse pour certains des plus gros glaciers (en particulier au Karakoram figure A.23 p194, Bhoutan figure A.65 p233, Everest figure A.58 p226), mais les résidus en dehors des glaciers sont parfois du même ordre que les vitesses observées.

TABLE 4.6 – Paramètres utilisés pour le traitement de l'ensemble de l'archive Landsat sur les Alpes

Période -	Capteur -	Bandes -	Espacement cycle (16 ou 18 jours)	Fenêtre de réf. pixels	pas pixels	seuil SNR -
1999 - 2003	ETM	ACP(4,5)	22-24	16	1	4
1999 - 2003	ETM	8	22-24	16	2	4
2013 - 2015	OLI	8	22-24	16	2	4

Une sélection manuelle des paires, avec éventuellement une séparation supérieure à 2 ans, permettrait peut-être d'obtenir des résultats plus satisfaisants. Néanmoins, comme nous le montrerons dans la section 4.5, ces résultats peuvent difficilement être comparés avec des vitesses plus récentes obtenues avec des images à plus haute résolution.

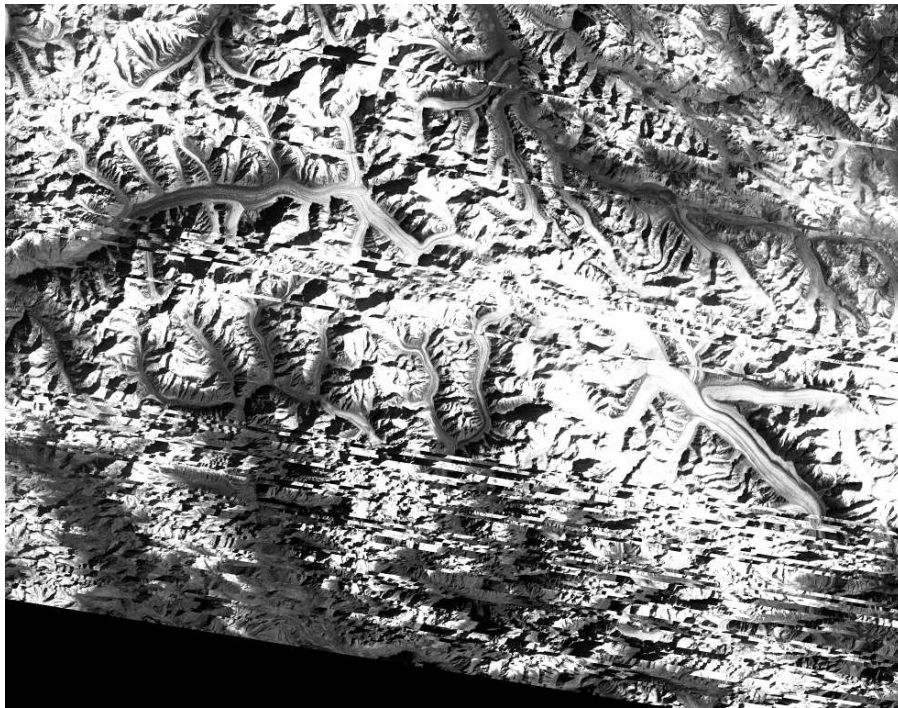


FIGURE 4.19 – Exemple d'artefacts visibles sur de nombreuses images du capteur MSS

TM/ETM+ 30 m : Période 1984-2011

Ces images sont les plus nombreuses et donnent des résultats satisfaisants pour le PKH comme nous l'avons vu dans la section précédente. En tout, 8172 paires d'images ont été traitées sur la période 1984-2011. Néanmoins, très peu d'images sont disponibles avant 1998 sur le PKH, car certaines images n'ont pas encore été rapatriées depuis les stations terrestres, mais il est possible que de nouvelles images soient ajoutées à l'archive USGS dans un futur proche, permettant une analyse sur une période plus longue.

Quelques dizaines de paires d'images sur la période 1984-1994 ont été fusionnées pour donner un champ de vitesse pour cette période, mais les résultats sont de mauvaise qualité et très éparés.

Sur la période 1998-2011, nous avons pu produire des champs de vitesse par période de 3 ans, mais qui ne couvrent pas l'ensemble du PKH. Nous avons donc choisi de fusionner les résultats obtenus avec les données TM et ETM+ sur la période 1998-2003 pour obtenir une carte complète des vitesses sur cette période. Une deuxième carte de vitesse complète a été obtenue en fusionnant les paires TM sur la période 2008-2011, soit environ 10 ans après la première période.

La première composante de l'ACP des bandes 4 et 5 donne les meilleurs résultats dans la zone d'accumulation et permet d'obtenir la meilleure couverture spatiale. Néanmoins, la résolution de 30 m peut être insuffisante pour les glaciers de petite taille (<500 m de large). Enfin, ces images donnent des résultats sensiblement différents de ceux obtenus avec les images à 15 m comme nous le montrerons dans la section 4.5.

ETM+/OLI 15 m : Période 1999-2015

Les images panchromatiques (bande 8) acquises par les missions Landsat 7 et 8, ont une résolution de 15 m, ce qui a plusieurs avantages. Tout d'abord, cela permet d'utiliser des fenêtres de corrélation plus petites et de mesurer les champs de vitesse avec une meilleure résolution. Par ailleurs, la texture de l'image est plus élevée et les structures suivies peuvent être de taille plus petite, ce qui limite l'impact de certaines erreurs de corrélation (*cf.* section 4.5). L'image panchromatique a l'inconvénient d'avoir généralement plus de zones de saturation que les bandes infrarouges sur les glaciers, mais ce problème est fortement réduit par l'utilisation d'un encodage en 16 bits pour les images Landsat 8. Comme pour les Alpes, seules les paires annuelles ont été traitées et fusionnées pour deux périodes : 1999-2003 et 2013-2015. Le taux de couverture sur les glaciers pour chacune des périodes est respectivement de 63.5% et 83.2%.

4.4.2 Vitesses saisonnières

Nous avons également testé l'applicabilité de la méthode à des paires saisonnières. Le principe est simple, au lieu de former des paires d'images espacées d'un multiple d'un an, nous avons formé des paires espacées de quelques mois. Nous avons ensuite fusionné toutes les paires centrées sur l'hiver et toutes les paires centrées sur l'été.

Nous avons appliqué cette méthode à l'ensemble des images TM/ETM+/OLI sur le PKH. Pour les paires estivales, nous avons traité les paires espacées de 4 à 11 cycles Landsat (64 à 176 jours), situées entre mai et octobre. Pour les paires hivernales, nous avons traité les paires espacées de 8 à 15 cycles (128 à 240 jours) entre novembre et mai.

Les champs de vitesse obtenus sont généralement de qualité bien moindre que pour les vitesses annuelles, pour plusieurs raisons :

- l'écart-temporel entre les acquisitions est plus court et donc le déplacement plus faible par rapport à la résolution de l'image,
- les conditions de surface (neige) sont différentes entre deux images acquises au début et à la fin de la période de précipitations neigeuses, ce qui rend la corrélation moins efficace,
- la présence de neige sur de nombreuses images augmente les risques de saturation. Ce risque est très présent pour les images TM et ETM+, mais ne pose plus problème pour les images OLI codées sur 16 bits (Figure 4.20).

4.5 Impact de la résolution

Les vitesses mesurées par corrélation d'image vont dépendre de la résolution de l'image, qui impacte la taille des motifs suivis, et de la taille de la fenêtre de corrélation. Nous cherchons ici à quantifier l'impact de ces paramètres sur l'estimation de vitesse de surface mesurée par corrélation d'images. L'idée est de déterminer si oui ou non il est pertinent de regarder les changements de vitesse observés entre des mesures de vitesses effectuées avec des images de différents capteurs, avec des résolutions différentes, pour le suivi à long terme de la dynamique des glaciers.

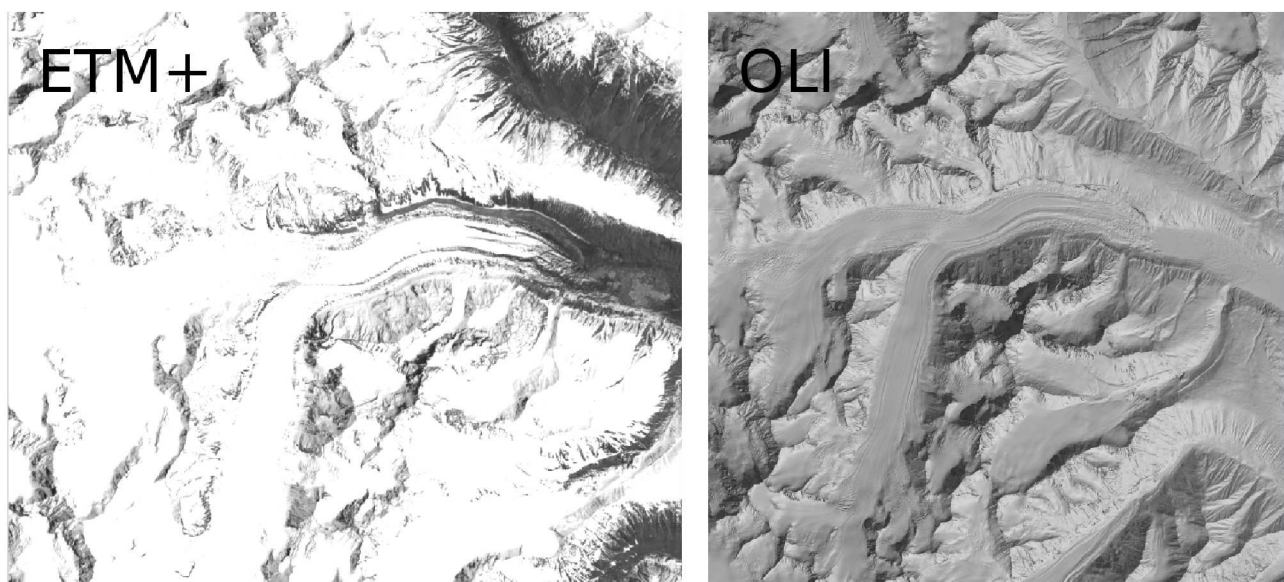


FIGURE 4.20 – Deux images Landsat acquises en hiver au dessus du Karakoram : à gauche par le capteur ETM+, codée sur 8 bits, présente de nombreuses zones de saturation ; à droite par le capteur OLI, codée sur 16-bits, ne présente plus de saturation.

4.5.1 Comparaison 30 m - 15 m

Comparaison avec des données de terrain

Afin de valider les champs de vitesse obtenus par corrélation d'images et de comparer les différences obtenues avec des images de résolution de 15 ou 30 m, nous avons comparé nos résultats avec des mesures de terrain. Pour cela, nous avons utilisé les mesures de vitesse effectuées chaque année dans le cadre de l'observatoire GLACIOCLIM dans le massif du Mont Blanc, obtenues en mesurant le déplacement de balises fixées dans la glace par GPS différentiel (DGPS) à un an d'intervalle. En particulier, sur la Mer de Glace, 11 points de mesure sont disponibles pour le déplacement sur la période 09/2000 à 09/2001. Nous avons donc comparé le déplacement mesuré par DGPS avec les résultats obtenus à partir des images Landsat sur le massif du Mont-Blanc, en utilisant les paramètres de corrélation résumés dans le tableau 4.6.

Les résultats obtenus pour les images à 30 m (figures 4.21 (vert) et 4.22) ne sont pas très satisfaisants et la vitesse mesurée sous-estime la vitesse réelle systématiquement. Ceci est probablement dû au fait que les mesures DGPS sont ponctuelles alors que la corrélation d'images mesure le déplacement d'une fenêtre de taille 480 m x 480 m. Sur les bords du glacier ou dans les zones étroites comme la langue terminale où la vitesse du glacier peut avoir des valeurs très différentes au sein de la fenêtre de corrélation, on a tendance à sous-estimer la vitesse par rapport aux mesures DGPS qui sont faites au centre du glacier, où la vitesse est la plus importante. Il existe également deux zones, au niveau de la confluence avec le glacier de Leschaux et au niveau de la chute de séracs du Géant (Figure 4.21 gauche) où les vitesses mesurées par satellite sont proches de 0 m/an alors que les vitesses mesurées par DGPS atteignent environ 120 m/an dans ces zones. La raison de cette différence est particulière au cas de la Mer de Glace. Juste après la chute de séracs du Géant où se forment les bandes de Forbes, le déplacement sur un an correspond exactement à la distance séparant 2 bandes et donc l'algorithme de corrélation va associer une bande avec la bande en amont qui a pris sa place et mesurer un déplacement nul avec une grande confiance.

Le résultat pour les images Landsat à 15 m est plus satisfaisant, avec un accord de ± 20 m/an, excepté une petite zone à la confluence avec le glacier de Leschaux. Nous avons également comparé ces résultats avec ceux obtenus par corrélation d'une paire d'images SPOT 4 orthorectifiées acquises en septembre 2000 et 2001 à 10 m de résolution (Berthier *et al.*, 2005). Les fenêtres de corrélation utilisées

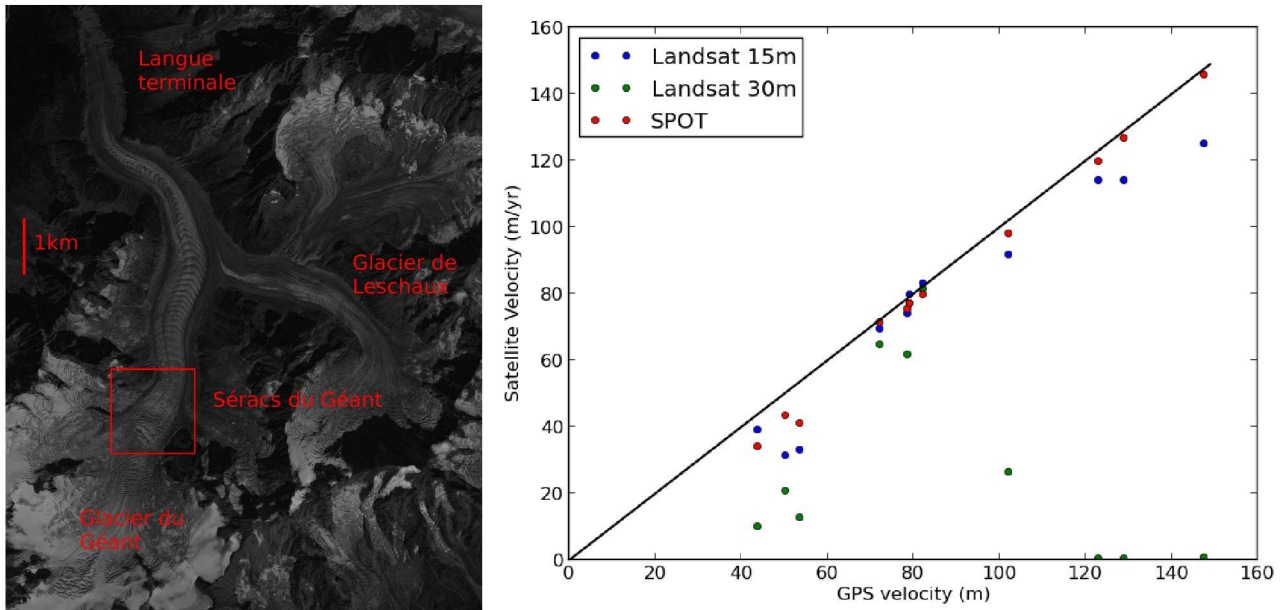


FIGURE 4.21 – Gauche : image SPOT-4 de la Mer de Glace dans le massif du Mont-Blanc. Droite : Vitesses obtenues à la position des balises à partir d’images Landsat à 30 m de résolution (41 paires), 15 m (41 paires) et SPOT 4 à 10 m (1 paire) en fonction des vitesses mesurées sur le terrain.

sont de 210x210 m². On constate sur la figure 4.21 (rouge) que l’accord avec les mesures de terrain est encore meilleur pour ces images (± 10 m/an). L’augmentation de la résolution et la réduction de la taille de la fenêtre de corrélation permet de suivre des motifs plus petits et de minimiser le risque de déformation de ces motifs, d’où un meilleur accord avec les mesures DGPS.

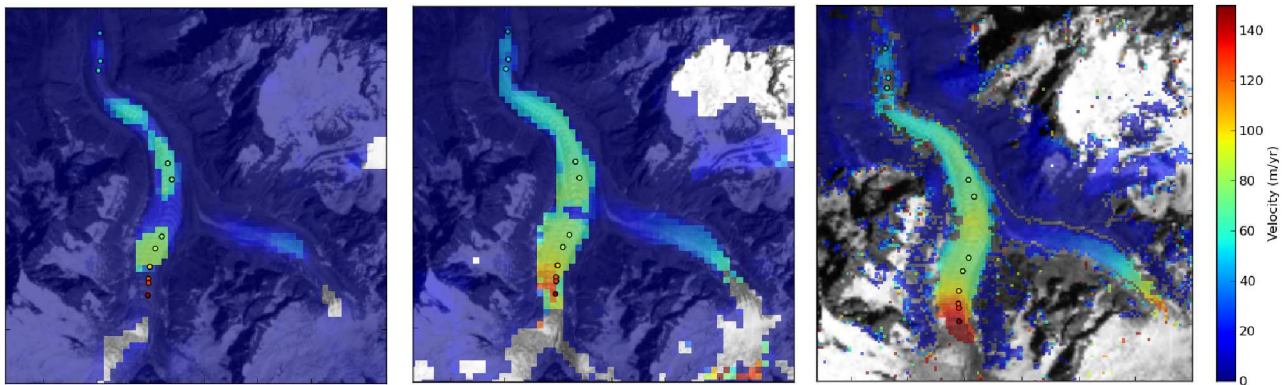


FIGURE 4.22 – Champs de vitesse obtenus par corrélation d’images Landsat à 30 m de résolution (gauche), 15 m (centre) et avec une paire SPOT à 10 m (droite). La position ainsi que la vitesse des balises sont indiquées par des ronds de couleur.

Variations de vitesse

Afin de déterminer l’impact de ces différences de mesures sur l’estimation des variations de vitesse, nous avons comparé les vitesses obtenues à partir d’images à 30 m de résolution v_{30} et des images à 15 m de résolution v_{15} pour quelques glaciers du Népal occidental, sur la période 1999-2003. La figure 4.23 montre la variation de vitesse relative entre ces deux jeux de données : $ddv = 100 * \frac{v_{30} - v_{15}}{v_{15}}$. Les différences entre les deux vitesses peuvent atteindre des valeurs de plusieurs dizaines de pourcents, soit l’ordre de grandeur des variations de vitesse que l’on cherche à observer. Les différences les plus importantes se situent sur les plus petits glaciers ou bien sur les bords du glacier et dans les zones d’accumulation où les images à 30 m tendent à sous-estimer la vitesse réelle. On retrouve donc les

mêmes observations que pour la Mer de Glace.

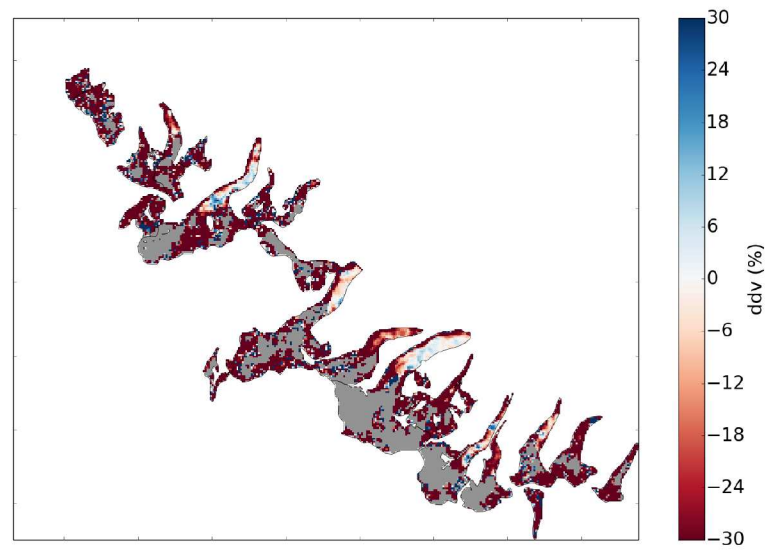


FIGURE 4.23 – Différence relative entre les vitesses obtenues avec les images à 30 m de résolution et les images à 15 m de résolution sur une région du Népal occidental. Une valeur négative indique que les vitesses obtenues avec les images à 30 m sous-estiment la vitesse par rapport aux images à 15 m.

4.5.2 Comparaison MSS -TM

Les satellites Landsat 4-5 avaient à bord les 2 capteurs TM et MSS et il existe donc des acquisitions simultanées des 2 capteurs. Il n’en existe malheureusement pas de disponible sur l’Himalaya ou sur les Alpes, nous avons donc fait les tests avec des paires d’images acquises sur le Yukon, Canada. La liste des paires utilisées par la suite est détaillée dans le tableau 4.7.

TABLE 4.7 – Données Landsat utilisées pour la comparaison MSS-TM, acquises sur le Yukon, Canada

Capteur	Image 1	Image 2
TM	LT50620171990201PAC00	LT50620171991204PAC00
MSS	LM50620171990201PAC00	LM50620171991204PAC00

Cas optimal

Nous avons tout d’abord comparé les champs de vitesses obtenus avec les paramètres optimaux pour chacun des capteurs, c’est-à-dire en utilisant les paramètres du tableau 4.8, expériences 1 et 2. Les résultats obtenus sont représentés sur la figure 4.24. La différence est flagrante, tant au niveau de la qualité de l’image (beaucoup d’artefacts sur le résultat MSS) que sur la norme de la vitesse. Généralement, la vitesse est sous-estimée lorsque la résolution diminue. Mais ces deux expériences ont été effectuées avec des fenêtres de corrélation de tailles différentes, qui impactent également le résultat final. Nous avons donc effectué l’expérience 3, pour laquelle la taille de la fenêtre de corrélation (en mètres) est identique à celle utilisée pour les images MSS. Le résultat figure 4.24 (bas) est toujours très différent des résultats obtenus avec MSS. L’utilisation d’une fenêtre de corrélation plus large a tendance à lisser le signal et réduire le bruit, mais la norme de la vitesse est toujours plus élevée que dans le cas de l’expérience 1. Une résolution d’image divisée par deux n’a donc pas le même effet qu’une multiplication par deux de la fenêtre de corrélation.

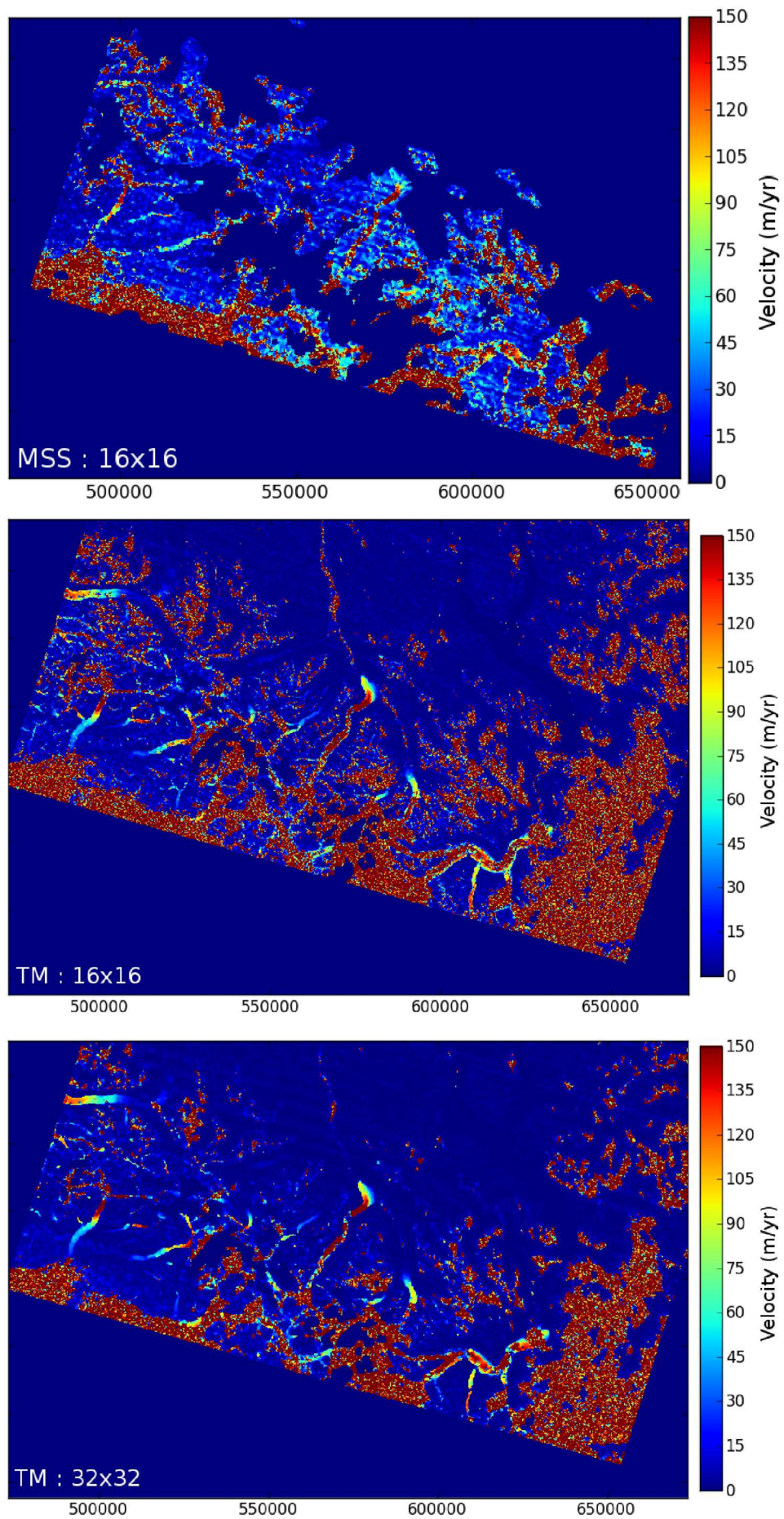
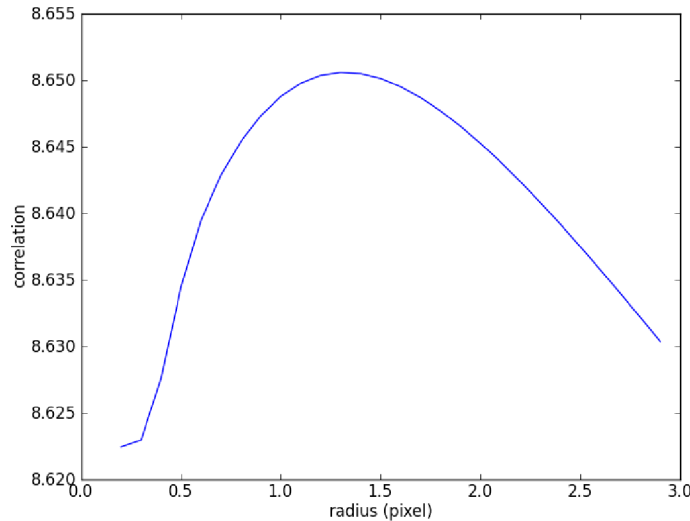


FIGURE 4.24 – Champs de vitesse obtenus dans le cas des expériences 1 (haut), 2 (milieu) et 3 (bas) pour une région du Yukon

TABLE 4.8 – Différents paramètres de corrélation utilisés dans cette étude

Expérience	Capteur	Bande	Fenêtre de corrélation
1	MSS	4	16
2	TM	4	16
3	TM	4	32

FIGURE 4.25 – Corrélation entre l'image TM dégradée et l'image MSS pour différentes valeurs de l'écart-type σ du filtre gaussien utilisé pour dégrader l'image TM

Sous-échantillonnage

Puisque le choix de la taille de la fenêtre de corrélation ne permet pas d'obtenir des résultats similaires, nous avons essayé de dégrader la résolution de l'image TM à une résolution proche de l'image MSS (c'est-à-dire de 30 à 60 m, en réalité, le capteur MSS a une résolution de $79 \times 57 \text{ m}^2$ mais les images sont rééchantillonnées à $60 \times 60 \text{ m}^2$). Pour cela, nous appliquons un filtre gaussien sur l'image puis extrayons un pixel sur deux. L'écart-type σ du noyau gaussien adéquate a été déterminé en appliquant des filtres de tailles successives puis en calculant la corrélation de l'image TM sous-échantillonnée avec l'image MSS. Le résultat est montré figure 4.25 et permet clairement de déterminer que la taille optimale est de $\sigma=1.3$ pixels.

Comparaison TM sous-échantillonnée - MSS

Nous avons effectué une corrélation d'images pour l'image TM dégradée en utilisant les mêmes paramètres que pour l'expérience 1, c'est-à-dire, même taille de fenêtre de corrélation et même bande. Le champ de vitesse obtenu est représenté sur la figure 4.26. Nous avons ensuite calculé la différence relative $ddv = (TM - MSS)/TM * 100$ après avoir filtré chaque champ de vitesse avec un seuil SNR de 4 et filtré les vitesses $TM < 5 \text{ m/an}$, afin d'éviter des valeurs trop faibles au dénominateur. Bien que visuellement, les champs de vitesse soient maintenant plus similaires (aux artefacts près), la différence relative montre toujours des écarts importants (cf. figure 4.26 (bas)).

La figure 4.27 représente l'histogramme des ddv sur les glaciers et montre que cette différence est largement du même ordre de grandeur que les variations de vitesse que l'on souhaite observer. En fait, bien que certaines valeurs de vitesse soient comparables entre les 2 capteurs, il existe toujours

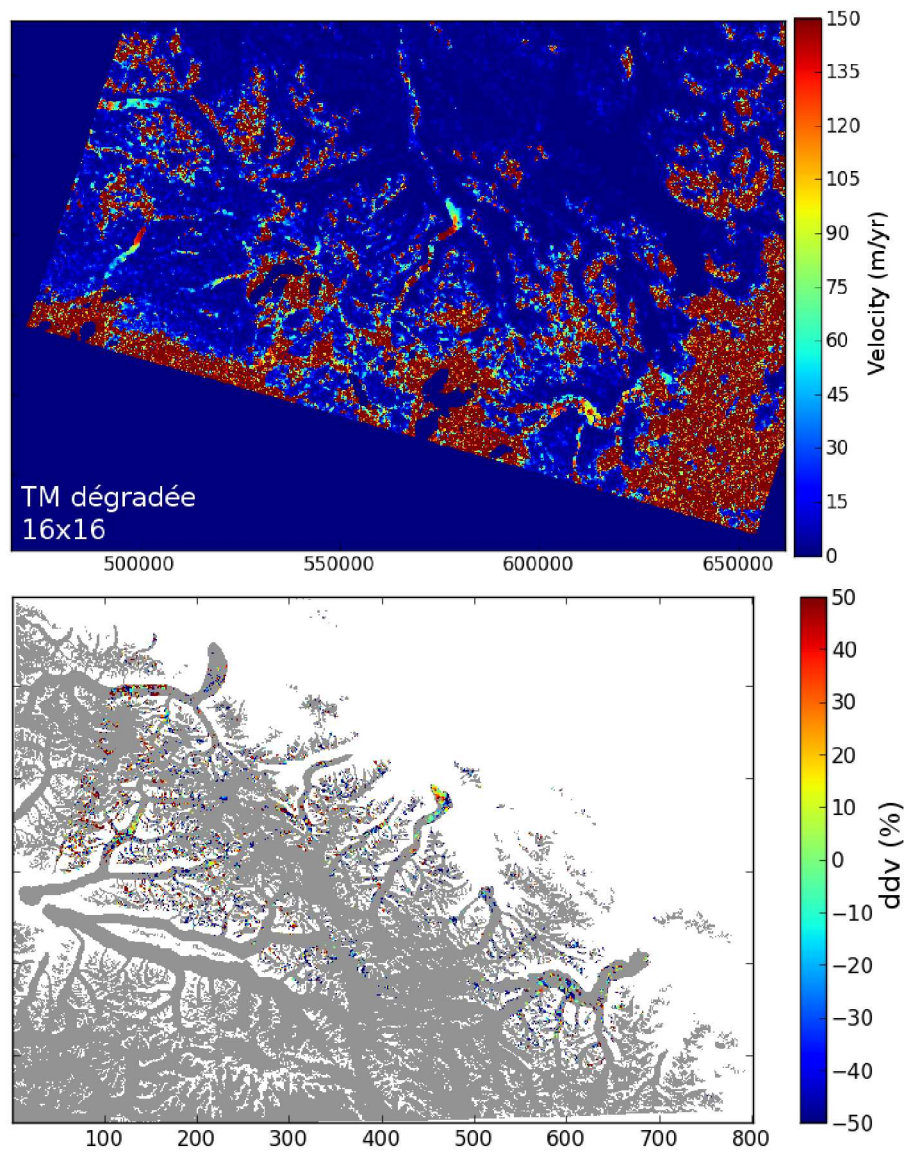


FIGURE 4.26 – Champs de vitesse obtenus à partir des images TM dégradées (haut) et différence relative avec l'expérience 1 (bas)

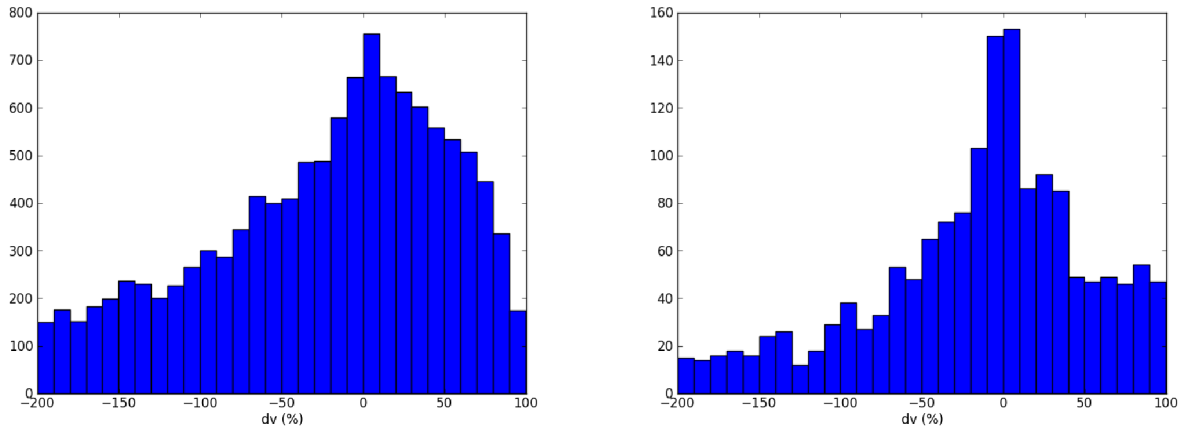


FIGURE 4.27 – Histogramme des dv pour tous les points du masque des glaciers (gauche) ou après avoir appliqué une érosion de taille 4 sur le masque pour supprimer les points au bord (droite)

un bruit important difficile à filtrer. Si l'on essaye par exemple d'enlever les points sur les bords du masque des glaciers, en appliquant une érosion de taille 4 aux masques de glacier, la différence est certes légèrement réduite, mais pas suffisamment. Le résultat dépend également très peu du choix du seuil SNR, qui ne permet pas d'enlever les différences élevées.

4.5.3 Synthèse

Dans cette section, nous avons montré que les vitesses d'écoulement de surface obtenues par corrélation d'images dépendent beaucoup de la résolution choisie, en particulier pour les plus petits glaciers. Il est donc nécessaire de garder à l'esprit cette limitation si l'on souhaite comparer des résultats obtenus avec différents capteurs pour le suivi de la dynamique des glaciers de montagne. Par ailleurs, nous n'avons pas pu mettre en oeuvre de méthode permettant de compenser ces différences. C'est pourquoi, dans l'analyse des variations de vitesse, nous comparerons uniquement des résultats obtenus avec un seul et même capteur.

4.6 Conclusions

Dans ce chapitre, nous avons présenté une méthodologie permettant de produire des vitesses annuelles de glaciers à partir d'une archive satellite complète. Nous avons montré que cette stratégie permet d'augmenter la couverture spatiale des champs de vitesse obtenus, de réduire et surtout d'estimer l'incertitude en tirant parti de la redondance dans les paires d'images disponibles. Cette méthodologie a été appliquée avec succès à l'ensemble de l'archive Landsat sur les Alpes et le PKH pour produire des champs de vitesse annuelle (et saisonnière pour le PKH). Toutefois, la faible résolution des images avant 1999 combinée à la taille réduite des glaciers des Alpes n'ayant pas permis d'obtenir de résultats satisfaisants avant cette période, nous avons traité uniquement les images panchromatiques, sur les périodes 1999-2003 et 2013-2015. Pour le PKH, l'ensemble de l'archive a été traité, mais la qualité des images du capteur MSS ne permet pas d'obtenir de résultats quantitatifs sur l'ensemble du PKH. Sur la période 1998-2015 où l'archive est la plus fournie, nous avons obtenu des champs de vitesse à partir des images à 30 m (bandes 4 et 5) et à 15 m (panchromatique). Nous avons montré que la résolution des images de départ a un impact important sur l'estimation de la vitesse. Une comparaison avec des mesures de terrain a pu montrer que l'on sous-estime d'autant plus la vitesse mesurée par DGPS que la résolution est basse, mais pour les images à 15 m de résolution, nous avons obtenu un bon accord (± 20 m/an pour un glacier de taille moyenne tel que la Mer de Glace). Par la suite, nous nous intéresserons donc en particulier aux variations de vitesse observées à partir de ces images à 15

m.

Chapitre 5

Analyse de la dynamique des glaciers

Ce chapitre présente l’analyse de l’ensemble des vitesses et des variations de vitesse obtenues sur les Alpes et le PKH et les deux périodes 1999-2003 et 2013-2015. Nous avons analysé ces vitesses selon deux perspectives :

- par glacier, afin d’analyser les caractéristiques des glaciers qui influencent la vitesse et les variations de vitesse.
- par altitude, afin d’étudier les variations spatiales au sein d’une région et le lien entre climat, variations d’épaisseur et variations de vitesse.

Dans un premier temps, nous présentons les méthodes d’analyses utilisées, ainsi que les problèmes méthodologiques soulevés par l’analyse de variations relatives de vitesse et l’incertitude associée. Nous présentons ensuite le résultat de ces analyses pour le PKH et enfin pour les Alpes.

5.1 Méthode

5.1.1 Probématique

Nous avons vu au chapitre 1 que la vitesse de surface est de la forme (équation 1.33) :

$$u_s = u_b + f \frac{A}{2} (\rho g \alpha)^3 H^4 \quad (5.1)$$

C’est la somme d’un terme de glissement basal et d’un terme de déformation. Le terme de déformation dépend de la pente, de l’épaisseur et de la température (à travers le paramètre A) ainsi que d’un facteur de forme, qui varient tous spatialement. Le terme de glissement basal dépend de ces paramètres et également des propriétés du socle et de l’hydrologie sous-glaciaire. Une variation de vitesse de 5 m/an n’aura donc pas la même signification pour un glacier qui s’écoule à 10 m/an et un glacier qui s’écoule à 150 m/an. Il est donc plus intéressant d’étudier les variations relatives de vitesse entre deux périodes t_1 et t_2 :

$$ddv = 100 \times \frac{v_2 - v_1}{v_1} \quad (5.2)$$

où v_1 (resp. v_2) est le module de la vitesse en chaque point pour la période t_1 (resp. t_2). L’étude d’une variation relative permet de s’affranchir de la géométrie locale du glacier. Cela a néanmoins un inconvénient important. Lorsque le dénominateur v_1 est de l’ordre de l’incertitude, c’est-à-dire quelques m/an, la variable ddv est très bruitée.

Très peu d’études ont porté sur l’analyse des variations de vitesses spatialisées comme celles que nous avons obtenues. Heid & Kääb (2012b) et Mouginot & Rignot (2015) ont analysé des variations de vitesse le long de la ligne centrale d’écoulement (CFL). Cependant, ces lignes sont difficiles à obtenir ; quelques méthodes existent pour les générer automatiquement à partir de contours de glaciers et d’un MNT (Machguth & Huss, 2014; Kienholz *et al.*, 2014), mais la plupart du temps, ces lignes ne suivent

pas la ligne de vitesse maximale. Les études de Heid & Kääb (2012b) et Scherler *et al.* (2011a) ont pris le parti d'utiliser quelques centaines de CFL tracées manuellement, mais cette méthode n'est pas envisageable si l'on souhaite réellement étudier les milliers de glaciers présents dans les Alpes et au PKH. Par ailleurs, on se prive d'une grande partie de l'information disponible si l'on étudie uniquement la ligne centrale.

Afin d'analyser les variations relatives de vitesse, nous avons envisagé deux approches :

- analyse par glacier : le principe de cette approche est de calculer une vitesse moyenne pour l'ensemble d'un glacier, pour chaque période, puis de calculer ddv avec les valeurs moyennes.
- analyse par altitude : dans cette approche, le ratio est calculé en chaque point, puis on calcule les moyennes par tranche d'altitude, afin d'étudier par exemple le lien avec les variables climatiques

5.1.2 Analyse par glacier

Principe

Dans cette approche, nous avons calculé pour chaque période t_1 et t_2 la vitesse moyenne par glacier \bar{v}_1 et \bar{v}_2 , en utilisant les contours de glacier du Randolph Glacier Inventory (RGI) version 5 (Pfeffer *et al.*, 2014). Parce que la corrélation d'image donne des résultats plus incertains dans la zone d'accumulation en raison de l'absence de motifs à corrélérer, et puisque les variations de vitesse attendues dans les zones stables sont faibles, nous avons en réalité sélectionné uniquement les points situés sous l'altitude médiane de chaque glacier (indication donnée par RGI), qui est un indicateur de la ligne d'équilibre (Rabatel *et al.*, 2013; Braithwaite, 2015). L'analyse ne concerne donc que la partie basse des glaciers, là où nous avons la plus grande confiance dans les données. Par ailleurs, nous avons conservé uniquement les glaciers d'aire supérieure à 2 km², car les glaciers de petite taille ont un petit nombre d'estimations de la vitesse et généralement des vitesses faibles, deux critères qui tendent à augmenter grandement l'incertitude sur les variations de vitesse.

Pour calculer la vitesse moyenne, nous avons d'abord éliminé les points pour lesquels l'incertitude, calculée grâce à la méthode présentée dans la section 4.2.6, est supérieure à 10 m/an, ce qui permet d'éliminer la plus grande partie des valeurs aberrantes. Ensuite, nous avons retenu uniquement les points pour lesquels il existe une mesure pour les deux périodes, afin d'assurer la même distribution spatiale des données sur les deux périodes. Nous calculons la moyenne de ces points pour chaque glacier et chaque période, ainsi que la fraction de glacier couverte par les mesures. Les glaciers pour lesquels cette fraction est inférieure à 0.5 sont exclus car les points mesurés pourraient ne pas être représentatifs de l'ensemble du glacier.

Nous calculons ensuite la variation relative de vitesse par glacier :

$$ddv = 100. \frac{\bar{v}_2 - \bar{v}_1}{\bar{v}_1} \quad (5.3)$$

L'avantage de cette méthode est que le dénominateur a une incertitude réduite et on obtient des résultats moins bruités. Malheureusement, elle ne permet pas d'observer les variations spatiales qui existent au sein d'un glacier. Par ailleurs, on dépend de la représentativité des glaciers mesurés. Par exemple, si les glaciers les plus larges sont mieux estimés, on aura tendance à donner plus de poids à ces glaciers.

Incetitude

La détermination de l'incertitude sur la vitesse moyenne et sur la variation de vitesse moyenne par glacier est un sujet délicat en raison (1) de la distribution non-gaussienne de la norme de la vitesse, (2) du caractère non linéaire du calcul des variations de vitesse ddv . En supposant que, pour une surface donnée, chaque composante de la vitesse (v_x et v_y) ayant contribué à la vitesse moyenne ait une distribution gaussienne de même écart-type σ et centrée autour d'un point à la distance μ de

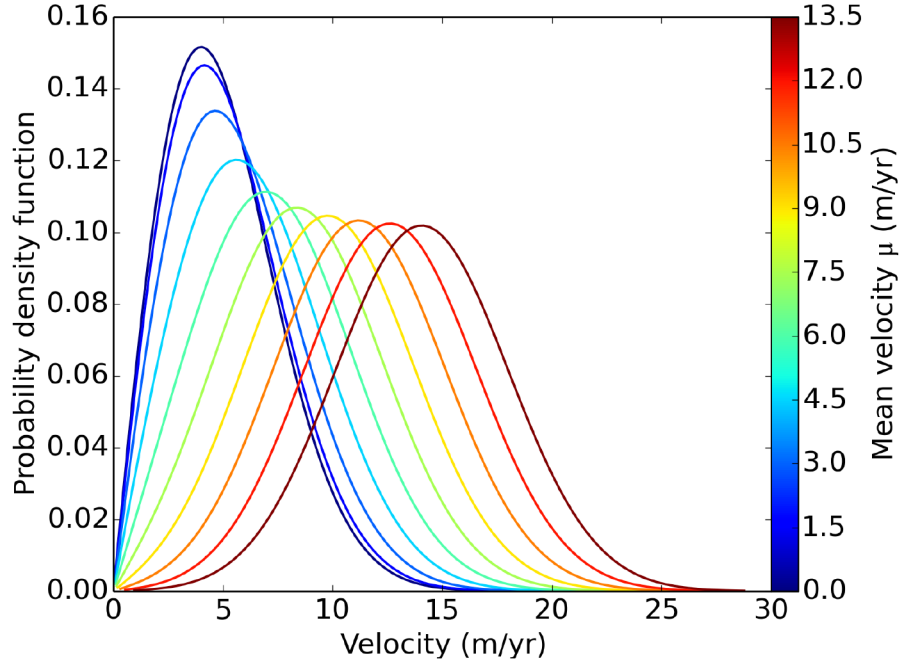


FIGURE 5.1 – Fonction de densité de probabilité de la norme de vitesse v pour différentes valeurs de vitesse moyenne et une incertitude $\sigma = 4$ m/an

l'origine, la norme de la vitesse $v = \sqrt{v_x^2 + v_y^2}$ suit une distribution de Rice, de paramètres (μ, σ) . La forme de cette distribution est représentée sur la figure 5.1 pour différentes valeurs de μ et $\sigma = 4$. La densité de probabilité de cette distribution est de la forme (Rice, 1944) :

$$P_{\mu, \sigma}(X) = \frac{X}{\sigma^2} e^{-(X^2 + \mu^2)/2\sigma^2} I_0\left(\frac{\mu \cdot X}{\sigma^2}\right) \quad (5.4)$$

où I_0 est la fonction de Bessel modifiée de première espèce et d'ordre 0. Cette distribution est conditionnée notamment par le rapport $s = \mu/\sigma$ qui correspond à un rapport signal à bruit, ou s'assimile à l'inverse d'un coefficient de variation en traitement d'image SAR. On peut distinguer deux cas particuliers intéressants. Pour un rapport μ/σ élevé, la distribution tend vers une gaussienne d'écart-type σ et de moyenne $\bar{\mu} = \sqrt{\mu^2 + \sigma^2}$ (Gudbjartsson & Patz, 1995). Pour $\mu = 0$, on retrouve une distribution de Rayleigh, de moyenne $\bar{\mu} = \sigma\sqrt{\pi/2}$ et de variance $\bar{\sigma}^2 = (2 - \pi/2)\sigma^2$. Bien que les deux composantes de la vitesse soient alors centrées en 0, la moyenne est strictement positive. Par ailleurs, il est important de noter que la moyenne $\bar{\mu}$ de cette distribution a toujours un biais positif par rapport à la moyenne réelle μ . Cela vient du fait que la moyenne arithmétique est obtenue en sommant des termes uniquement positifs.

Dans la pratique, cette moyenne est estimée à partir d'un échantillon de N mesures, elle est donc imprécise et l'incertitude sur $\bar{\mu}$ dépend des paramètres μ , σ et N . Nous cherchons ici à déterminer l'incertitude de mesure sur cette moyenne et sur la variation de vitesse ddv en fonction de ces trois paramètres. La détermination de cette incertitude est complexe, car elle fait intervenir des distributions non gaussiennes et une relation non-linéaire (un quotient). Nous avons donc décidé d'estimer l'incertitude de manière empirique par une méthode de type Monte-Carlo. Pour différentes valeurs de μ , σ et N , nous avons tiré deux fois N éléments de la distribution de Rice $P_{\mu, \sigma}$ et calculé deux moyennes v_1 et v_2 . Si la mesure était exacte, les deux moyennes seraient identiques et la valeur ddv correspondante égale à 0. Mais l'échantillon étant de taille finie, les valeurs obtenues varient au sein d'un intervalle que l'on cherche à déterminer. Cette opération est donc répétée 500 fois, les valeurs de ddv sont enregistrées et l'écart-type σ_{ddv} de ces valeurs est calculé. En toute rigueur, il faudrait calculer une borne basse et une borne haute, tels que les quartiles, car la distribution est asymétrique, mais

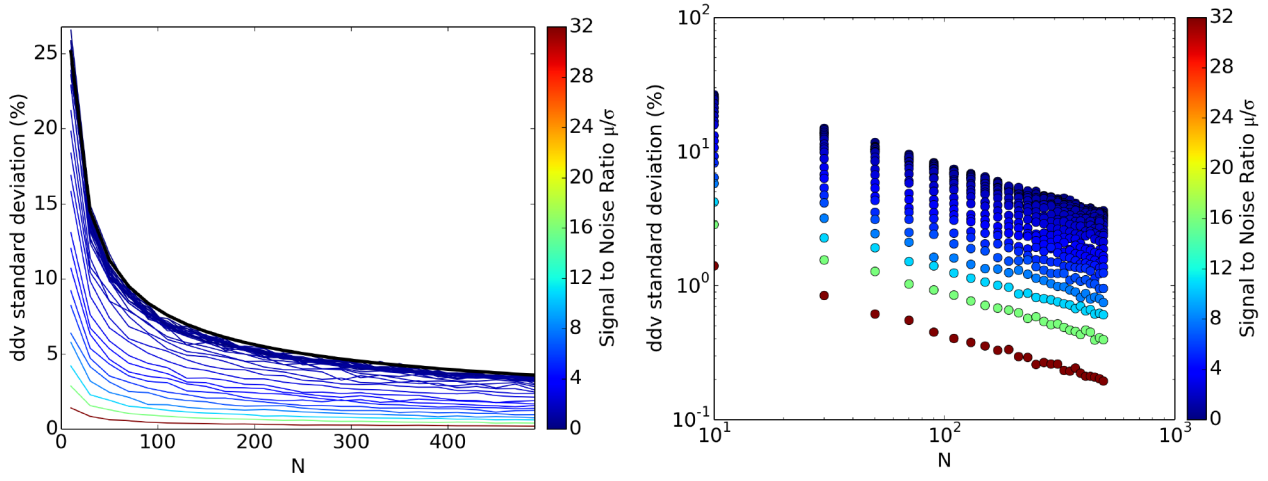


FIGURE 5.2 – Gauche : Ecart-type des variations de vitesse estimé par méthode Monte-Carlo pour une norme de vitesse suivant une distribution de Rice, de paramètres μ et σ , en fonction du nombre de points utilisés pour calculer les moyennes. En noir, la borne supérieure établie empiriquement. Droite : Même relation avec des axes logarithmiques.

cela nécessite de calculer deux relations par la suite et les quartiles sont plus bruités que l'écart-type pour un échantillon de taille 500. La figure 5.2 représente l'écart-type de la distribution de ddv en fonction des différents paramètres. On observe que l'incertitude décroît avec le nombre de mesures N , et que pour un N donné elle décroît lorsque le rapport signal à bruit μ/σ augmente.

La figure 5.2 (droite) montre que la relation entre l'écart-type et N est de la forme :

$$\log(\sigma_{ddv}) = \alpha \log(N) + \beta \quad (5.5)$$

Nous avons déterminé les coefficients α et β par moindres carrés pour des valeurs de paramètres μ variant de 0 à 30 et σ variant de 1 à 10. Le coefficient α est compris dans l'intervalle $[-0.529 - -0.488]$, avec un coefficient de détermination R^2 toujours supérieur à 0.99. Nous avons donc forcé le paramètre α à -0.5 puis estimé les valeurs de β correspondantes, représentées sur la figure 5.3. Ce coefficient varie avec le rapport μ/σ . Plus ce rapport est faible, plus β et donc l'incertitude augmentent, mais β atteint un palier pour des valeurs de μ/σ inférieures à 1. Cela vient du fait que la distribution de Rice a une espérance strictement positive même lorsque μ/σ tend vers 0 et donc le terme $1/v_1$ ne tend jamais vers l'infini. Afin de donner une estimation de ce coefficient pour toute valeur de μ et σ , nous avons calculé une relation linéaire par morceaux. La pente tend vers -1 pour μ/σ élevé, avec une ordonnée à l'origine de 2.1 ($R^2 = 0.99$). A faible μ/σ , β est majorée par une valeur de 1.9.

En résumé :

$$\begin{cases} \sigma_{ddv} \rightarrow \frac{10^{1.9}}{\sqrt{N}} & \text{pour } \mu/\sigma \ll 1 \\ \sigma_{ddv} \rightarrow \frac{10^{2.1}\sigma}{\sqrt{N}\mu} & \text{pour } \mu/\sigma \gg 1 \end{cases} \quad (5.6)$$

Le premier terme est un majorant de l'incertitude, représenté sur la figure 5.2.

Nous aurions pu retrouver ces valeurs analytiquement à partir des deux cas particuliers cités précédemment pour lesquels l'écart-type est connu. L'incertitude sur ddv peut se calculer à partir de l'incertitude sur v_1 et v_2 en utilisant la différentielle totale exacte :

$$d(ddv) = 100. \left(-\frac{v_2}{v_1^2} d(v_1) - \frac{1}{v_1} d(v_2) \right) \quad (5.7)$$

et on obtient l'incertitude en passant aux valeurs absolues :

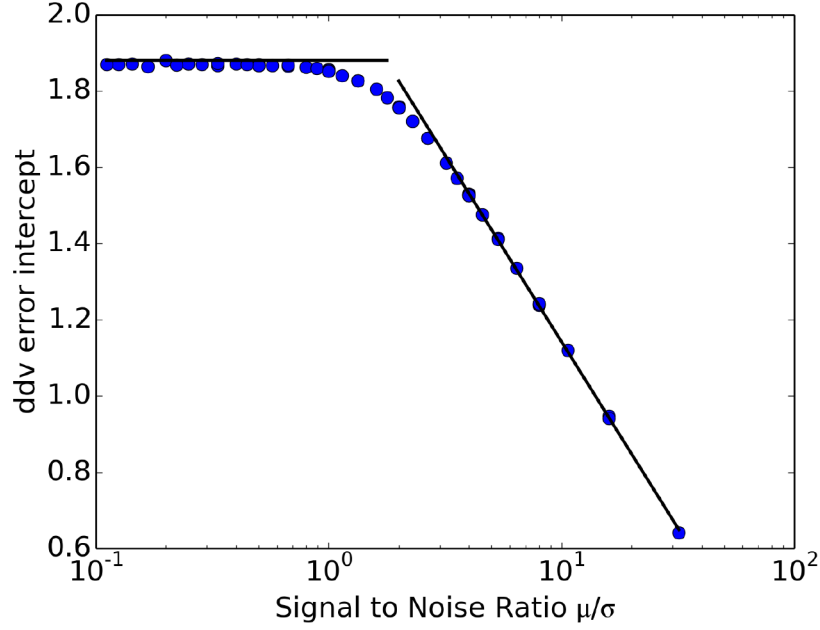


FIGURE 5.3 – Ordonnée à l'origine β obtenue par régression linéaire pour les courbes de la figure 5.2 droite, en fonction du rapport μ/σ

$$\delta(ddv) = 100. \left(\frac{v_2}{v_1^2} \delta(v_1) + \frac{1}{v_1} \delta(v_2) \right) \quad (5.8)$$

Comme les vitesses sont tirées de la même distribution, on a $v_1 = v_2 = v$ et $\delta(v_1) = \delta(v_2) = \delta v$, d'où :

$$\delta(ddv) = 200. \frac{\delta v}{v} \quad (5.9)$$

Dans le cas où μ/σ est très grand, la distribution de Rice tend vers une distribution gaussienne de moyenne $\sqrt{\mu^2 + \sigma^2}$ et d'écart-type σ , on a donc $v = \sqrt{\mu^2 + \sigma^2}$ et $\delta v = \sigma/\sqrt{N}$, d'où :

$$\delta(ddv) = \frac{200}{\sqrt{N} \cdot (1 + \mu^2/\sigma^2)} \sim \frac{200 \cdot \sigma}{\sqrt{N} \mu} \quad (5.10)$$

nous retrouvons bien la même dépendance en N , μ et σ que ce nous avons obtenu par Monte-Carlo.

Dans le cas $\mu = 0$, la moyenne suit une loi de Rayleigh et $v = \sigma\sqrt{\pi/2}$, $\delta v = \frac{\sigma\sqrt{2-\pi/2}}{\sqrt{N}}$, on obtient donc :

$$\delta(ddv) = 200 \frac{\sqrt{4\pi-1}}{\sqrt{N}} \sim \frac{105}{\sqrt{N}} \quad (5.11)$$

il n'y a donc plus de dépendance en σ , comme nous l'avons observé par Monte-Carlo.

Toutefois, cette relation fonctionne en supposant que la norme de la vitesse suit une distribution de Rice. Pour vérifier cette hypothèse, nous avons regardé la distribution des valeurs de vitesses dans les zones stables. La figure 5.4 montre que les composantes de vitesse suivent des distributions symétriques avec des queues plus importantes que des distributions gaussiennes, en raison notamment des erreurs de recalage qui peuvent subsister. La norme de la vitesse ne suit donc pas exactement une loi de Rice, comme le montre la figure 5.4, elle a une queue plus lourde.

Nous avons donc effectué la même analyse que précédemment, mais au lieu de tirer aléatoirement des normes de vitesse dans une distribution de Rice, nous avons tiré les composantes de vitesse dans

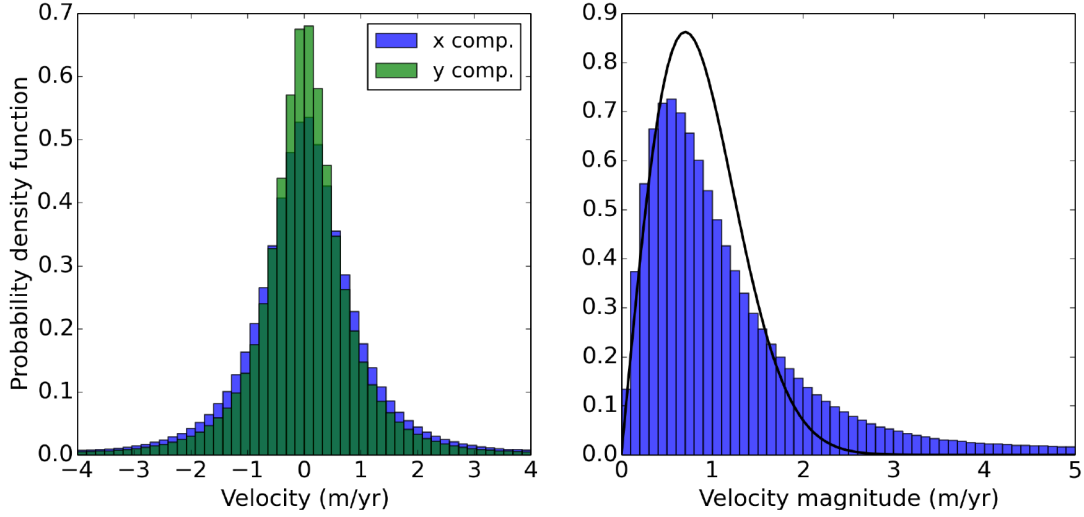


FIGURE 5.4 – Gauche : Distribution des deux composantes de la vitesse mesurée dans les zones stables pour le PKH. Droite : Norme associée, en noir une distribution de Rice pour $\mu = 0$ et $\sigma = 0.7$

la distribution observée dans les zones stables. Les distributions sont décentrées de valeurs dans l'intervalle $[0-30]$ afin d'étudier l'impact du paramètre μ sur l'incertitude finale. Le paramètre σ est lui imposé par la distribution. La figure 5.5 (gauche) montre comme précédemment l'écart-type des ddv estimé par Monte-Carlo à partir de composantes de la vitesse tirées de la distribution expérimentale. Les résultats sont très similaires à ce que nous avons obtenu avec la distribution de Rice, avec une décroissance en $1/\sqrt{N}$. La courbe pour le paramètre β (Figure 5.5, droite) est légèrement différente, en effet β dépasse le palier observé dans le cas précédent, pour atteindre une valeur maximale d'environ 2.25. La pente obtenue est de -0.93, proche de la valeur théorique de 1.

Par ailleurs, nous avons vu que la moyenne de la distribution de Rice est biaisée par rapport à la valeur de μ (c'est-à-dire la distance réelle du vecteur (v_x, v_y) par rapport à l'origine). Ce biais tend vers $\frac{\bar{\mu}-\mu}{\mu} = \sqrt{1 + (\sigma/\mu)^2} - 1$ (Figure 5.6). Il est très important pour de faibles valeurs de μ/σ et décroît au fur et à mesure que la distribution de Rice se rapproche d'une gaussienne. Nous pourrions envisager de corriger ce biais, mais dans la pratique, nous connaissons $\bar{\mu}$ et non μ . Par ailleurs, nous avons vu que la norme des vitesses mesurées ne suit pas exactement une distribution de Rice. Nous avons donc décidé d'éliminer tous les points pour lesquels $\mu/\sigma < 2$, ce qui permet de limiter l'impact de ce biais et de se placer dans un cas presque gaussien, tout en conservant suffisamment de mesures.

Pour résumer, dans la pratique, la vitesse moyenne $\bar{\mu}$ est calculée pour chaque glacier. La variance moyenne σ^2 est calculée à partir de l'incertitude de mesure de chaque pixel σ_i :

$$\sigma^2 = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N \sigma_i^2 \quad (5.12)$$

Le rapport signal à bruit $s = \bar{\mu}/\sigma$ (qui est une estimation du rapport réel puisque μ n'est pas connue) est calculé et les glaciers pour lesquels $s < 2$ sont écartés. Nous sommes alors dans le cas particulier quasi gaussien, la norme de vitesse suit une distribution gaussienne $G(\sqrt{\mu^2 + \sigma^2}, \sigma)$, l'incertitude sur la norme vaut donc :

$$\sigma_v = \frac{\sigma}{\sqrt{N}} = \frac{\sqrt{\sum_{i=1}^N \sigma_i^2}}{N} \quad (5.13)$$

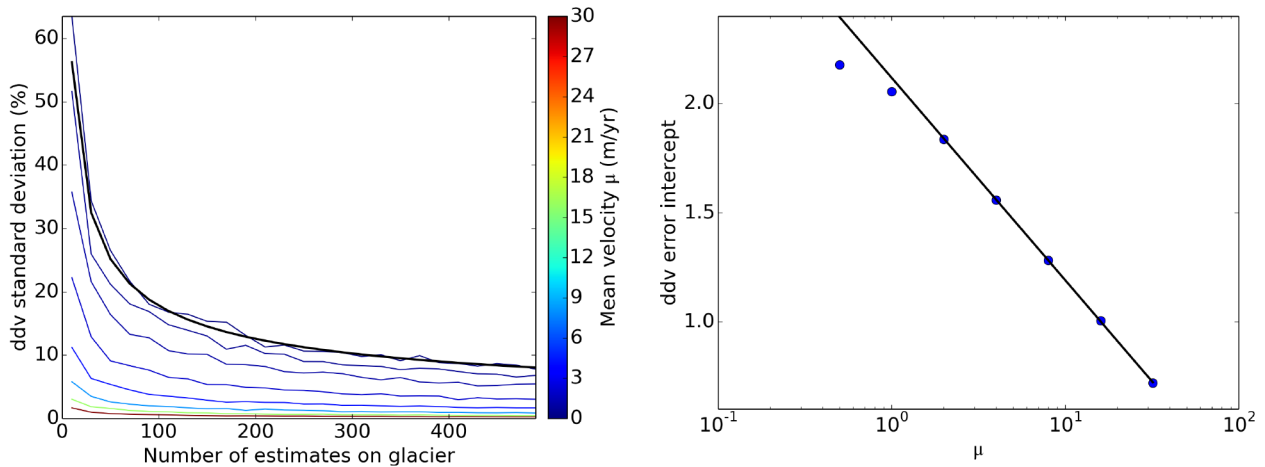


FIGURE 5.5 – Gauche : Ecart-type des variations de vitesse estimé par méthode Monte-Carlo pour une norme de vitesse tirée aléatoirement dans les zones stables en fonction du nombre de points utilisés pour calculer les vitesses moyennes. En noir, la borne supérieure déterminée empiriquement. Droite : Ordonnée à l'origine des courbes (logarithmiques) de la figure de gauche, en fonction de μ . En noir, ajustement linéaire pour les valeurs de $\mu > 3$ (pente -0.93, $R^2 = 0.99$)

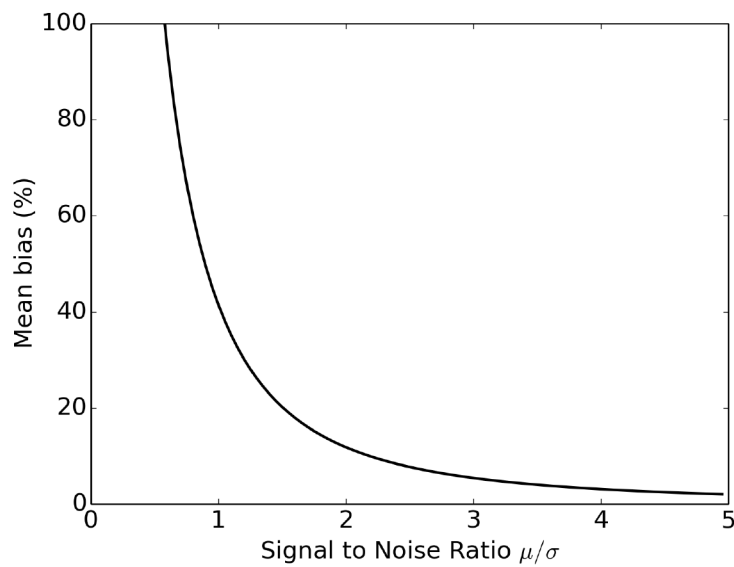


FIGURE 5.6 – Biais entre la moyenne $\bar{\mu}$ et la moyenne réelle μ en fonction du rapport μ/σ

La variation relative de vitesse a une incertitude :

$$\sigma_{ddv} = \frac{10^{2.1}\sigma}{\sqrt{N\bar{\mu}}} \quad (5.14)$$

L'incertitude est donc sensible à la fois au nombre de points N et à la vitesse moyenne du glacier $\bar{\mu}$. Plus un glacier est de taille importante et sa vitesse élevée par rapport à l'incertitude de mesure, plus nous avons une confiance élevée dans la valeur de ddv mesurée.

5.1.3 Analyse par altitude

Dans cette approche, nous avons calculé les variations de vitesse ddv pour chaque pixel. Néanmoins, comme le résultat est très bruité dans les zones de faible vitesse v_1 , il est nécessaire de filtrer les mesures. Comme précédemment, nous avons éliminé les points pour lesquels l'incertitude est supérieure à 10 m/an. Nous avons également éliminé les points pour lesquels $v_1 \leq \sigma_1$ et $v_2 \leq \sigma_2$ où σ_1 (resp. σ_2) est l'incertitude du pixel considéré à la période t_1 (resp. t_2). Cela permet d'éliminer les points pour lesquels la vitesse n'est pas significative étant donné l'incertitude. Cela implique que l'on biaise les mesures vers les vitesses importantes ; c'est la limitation de la précision de mesure qui empêche d'analyser ce qui peut se passer pour les zones les plus lentes, mais comme ce sont celles qui ont la dynamique la plus faible, ce ne sont pas celles qui nous intéressent de prime abord.

Ces mesures sont ensuite moyennées par tranche d'altitude, afin de prendre en compte les différences de variations climatiques en fonction de l'altitude. Plus exactement, nous utilisons une altitude normalisée par l'extension verticale du glacier. Pour chaque glacier, on remplace la valeur d'altitude absolue z , par la variable :

$$\dot{z} = \frac{z - z_{min}}{z_{max} - z_{min}} \quad (5.15)$$

où z_{min} et z_{max} sont l'altitude minimale et maximale du glacier considéré. Cette variable est comprise entre 0, pour le terminus du glacier, et 1, pour le sommet du glacier. Elle permet de prendre en compte la position relative d'un point par rapport au glacier. Par exemple, au sein d'un même massif, à précipitations égales, un glacier exposé au nord aura une extension verticale plus grande qu'un glacier exposé au sud, car l'ablation y est moins importante à altitude égale. Cette renormalisation permet de minimiser les variations climatiques locales, puisqu'un glacier est (plus ou moins) en équilibre avec le climat et que son étendue reflète les conditions climatiques locales. Cette variable a déjà été proposée par Arendt *et al.* (2006) pour extrapoler des mesures de variation d'élévation en Alaska à des glaciers non mesurés.

L'avantage de cette approche est de pouvoir analyser les variations spatiales de vitesse. Toutefois, cette approche nécessite d'éliminer un nombre important de points pour lesquels l'incertitude n'est pas négligeable par rapport aux variations attendues. Elle est donc sensible à la représentativité des points mesurés. En particulier, le lien avec l'altitude est susceptible de varier d'une région à l'autre, nous calculons donc la moyenne des ddv par région. L'écart-type des valeurs par tranche d'altitude est utilisé comme indicateur de l'incertitude.

5.1.4 Lien entre les variations de vitesse et d'épaisseur

Nous avons montré que la vitesse de surface théorique est la somme d'une vitesse de glissement basal et d'une vitesse de déformation (Equation 1.36) :

$$\begin{aligned} u_s &= u_b + u_d \\ &= C_b(\rho_i g H \alpha)^m + f \frac{A}{2} (\rho_i g \alpha)^3 H^4 \end{aligned} \quad (5.16)$$

Elle dépend donc de la pente α , de l'épaisseur H du glacier et des paramètres C_b , m , f et A . Ces derniers paramètres sont mal connus et sont susceptibles de varier spatialement. Nous faisons l'hypothèse

TABLE 5.1 – Paramètres topographiques issus de RGI utilisés dans cette étude

Paramètre	Définition
CenLon	Longitude du centre du polygone
CenLat	Latitude du centre du polygone
aire	Aire du glacier en km ²
z_{min}	Altitude minimale du glacier (m)
z_{max}	Altitude maximale du glacier (m)
pente	Pente moyenne du glacier (degré)
aspect	Aspect (orientation) moyen du glacier (degré)

qu'ils ne varient pas sur la période de temps considérée et que m est compris entre 1 et 3. Cette première hypothèse est forte puisqu'elle suppose que le paramètre A , et donc la température de la glace, n'a pas changé significativement et que la pression de l'eau sous-glaciaire n'a pas changé non plus significativement.

Nous introduisons à présent le paramètre λ (compris entre 0 et 1) qui représente la fraction de la vitesse de surface qui est expliquée par la déformation :

$$u_d = \lambda u_s, u_b = (1 - \lambda)u_s \quad (5.17)$$

Une faible variation de pente $\delta\alpha \ll \alpha$ et une faible variation d'épaisseur $\delta H \ll H$ induisent une variation de vitesse δu_s qui obéit à la formule :

$$\begin{aligned} \frac{\delta u_s}{u_s} &= \left(\frac{mu_b + 3u_d}{u_s} \right) \frac{\delta\alpha}{\alpha} + \left(\frac{mu_b + 4u_d}{u_s} \right) \frac{\delta H}{H} + O(\delta H^2, \delta\alpha^2) \\ &= (m(1 - \lambda) + 3\lambda) \frac{\delta\alpha}{\alpha} + (m(1 - \lambda) + 4\lambda) \frac{\delta H}{H} + O(\delta H^2, \delta\alpha^2) \end{aligned} \quad (5.18)$$

où la notation O indique les termes négligeables dans le développement limité.

Sachant que m est compris entre 1 et 3 et que λ est dans l'intervalle $[0,1]$, il existe deux cas limites pour les variations de vitesse :

$$\begin{cases} \frac{\delta u_s}{u_s} = \frac{\delta\alpha}{\alpha} + \frac{\delta H}{H} \\ \frac{\delta u_s}{u_s} = 3\frac{\delta\alpha}{\alpha} + 4\frac{\delta H}{H} \end{cases} \quad (5.19)$$

Ces relations théoriques seront comparées aux observations lorsque cela est possible.

5.1.5 Données topographiques sur les glaciers

Dans les sections suivantes, nous ferons référence à de nombreuses données topographiques des glaciers. La plupart proviennent de l'inventaire RGI ; la liste des paramètres utilisés est indiquée dans le tableau 5.1.

A partir de l'aire des glaciers, nous estimons également l'épaisseur moyenne du glacier H grâce aux relations aire-volume (voir section 1.5.5). Nous utiliserons les valeurs $c = 0.2055m^{3-2\gamma}$ et $\gamma = 1.375$ utilisées par Radić *et al.* (2014). Cette valeur sera notamment utilisée pour estimer les variations relatives d'épaisseur.

Enfin, pour estimer l'altitude en chaque point des glaciers, nous avons utilisé un MNT de résolution spatiale de 3" construit à partir de SRTM et complété et corrigé à partir des meilleures sources alternatives disponibles (<http://www.viewfinderpanoramas.org/>).

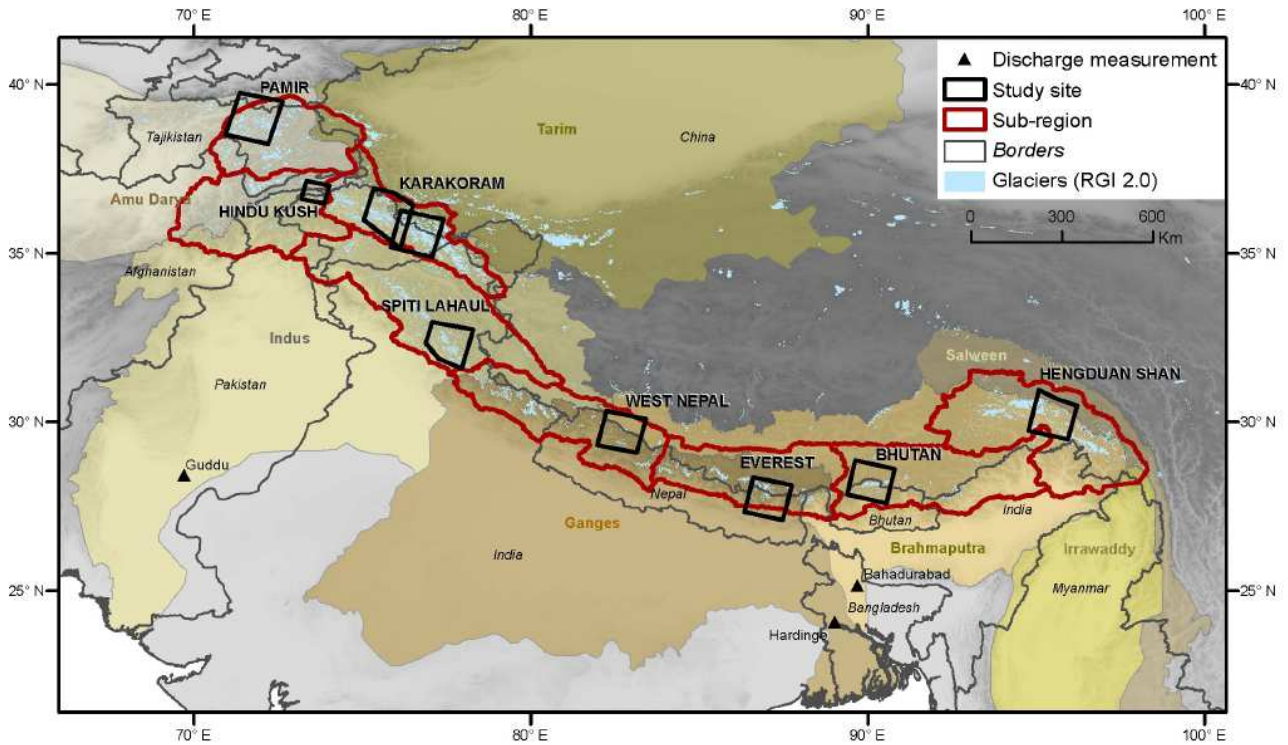


FIGURE 5.7 – Carte de la région du Pamir-Karakoram-Himalaya, en noir les régions pour lesquelles des mesures de variations d'élévation sont disponibles (Gardelle *et al.*, 2013)

5.2 Application au Pamir-Karakoram-Himalaya

5.2.1 Données

Vitesses

Pour les vitesses, nous avons utilisé les résultats présentés dans la section 4.4. Nous avons analysé uniquement les vitesses obtenues avec les images panchromatiques sur les périodes 1999-2003 et 2013-2015.

Variations d'épaisseur

Nous utilisons les variations d'élévation obtenues par différence de MNT produits avec SPOT-5 et le MNT SRTM, sur la période 1999-2011 (Gardelle *et al.*, 2013). Des mesures sont disponibles sur 9 sous-régions du PKH distribuées le long de la chaîne (Figure 5.7) à un pas de 40 m et une précision verticale de ± 4 m à ± 10 m selon les régions.

Afin d'analyser le lien entre variations d'épaisseur et variations de vitesse dans l'analyse par glacier, une variation d'épaisseur moyenne dh est calculée pour la partie basse des glaciers, de la même manière que pour le calcul des vitesses moyennes. Nous avons ensuite estimé de manière approximative la variation de pente associée à ces variations d'épaisseur. La pente moyenne α d'un glacier de longueur L et d'extension verticale Δz est (pour α petit) :

$$\tan(\alpha) = \frac{\Delta z}{L} \sim \alpha \quad (5.20)$$

En supposant que les variations d'épaisseur varient linéairement avec l'altitude et que les variations

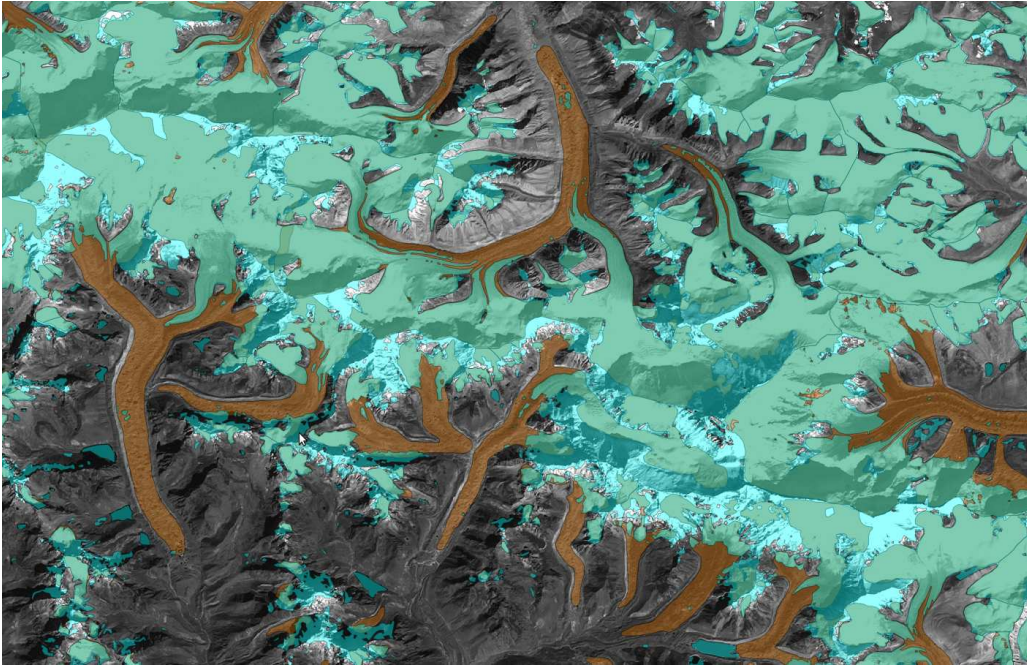


FIGURE 5.8 – Masque des glaciers (marron) et glace/neige/névé (bleu clair) superposés à une image Landsat bande 4 acquise en 2000 sur la région de l’Everest. Les zones de glacier couvertes de débris apparaissent en marron, alors que les zones de glacier propre apparaissent en bleu-vert.

d’épaisseur sont proches de 0 au sommet du glacier, la pente moyenne avec la nouvelle géométrie vaut :

$$\tan(\alpha') = \frac{\Delta z + dh}{L} \sim \alpha' \quad (5.21)$$

En combinant les équations précédentes, on obtient la variation relative de pente :

$$\frac{\delta\alpha}{\alpha} = -\frac{dh}{\Delta z} \quad (5.22)$$

Couverture détritique

Nous avons estimé la fraction de couvert détritique pour chaque glacier. Pour cela, nous avons utilisé les masques de glace/neige/névé distribués en tant que suppléments de l’article de Kääb *et al.* (2012), obtenus à partir d’images Landsat TM ou ETM acquises vers l’année 2000 et avec une couverture neigeuse minimale. Le ratio des bandes 3 et 5 (rouge et infra-rouge moyen) TM3/TM5, seuillé avec une valeur de 2.2, permet de délimiter les zones de glace/neige/névé (Paul *et al.*, 2013). Ces masques sont disponibles pour l’ensemble du PKH excepté le Kunlun, Nyenchen Tangla et Hengduan Shan. Comme ces masques ne couvrent pas les surfaces de glacier couvertes de débris, la différence avec les masques RGI permet d’estimer la fraction de couvert détritique pour chaque glacier (Figure 5.8).

5.2.2 Analyse par glacier

Vitesses annuelles

Les cartes de vitesse annuelle sont représentées pour 12 régions et pour les deux périodes en Annexe A. Sur 5484 glaciers d’aire supérieure à 2 km², nous avons pu estimer la vitesse moyenne de 3420 glaciers (plus de 50 % de couverture) sur les deux périodes, dont 142 glaciers de type surge. Par la suite, tous les glaciers de type surge sont écartés. La vitesse moyenne pour tous les glaciers sur la période 1999-2003 est représentée sur la figure 5.9.

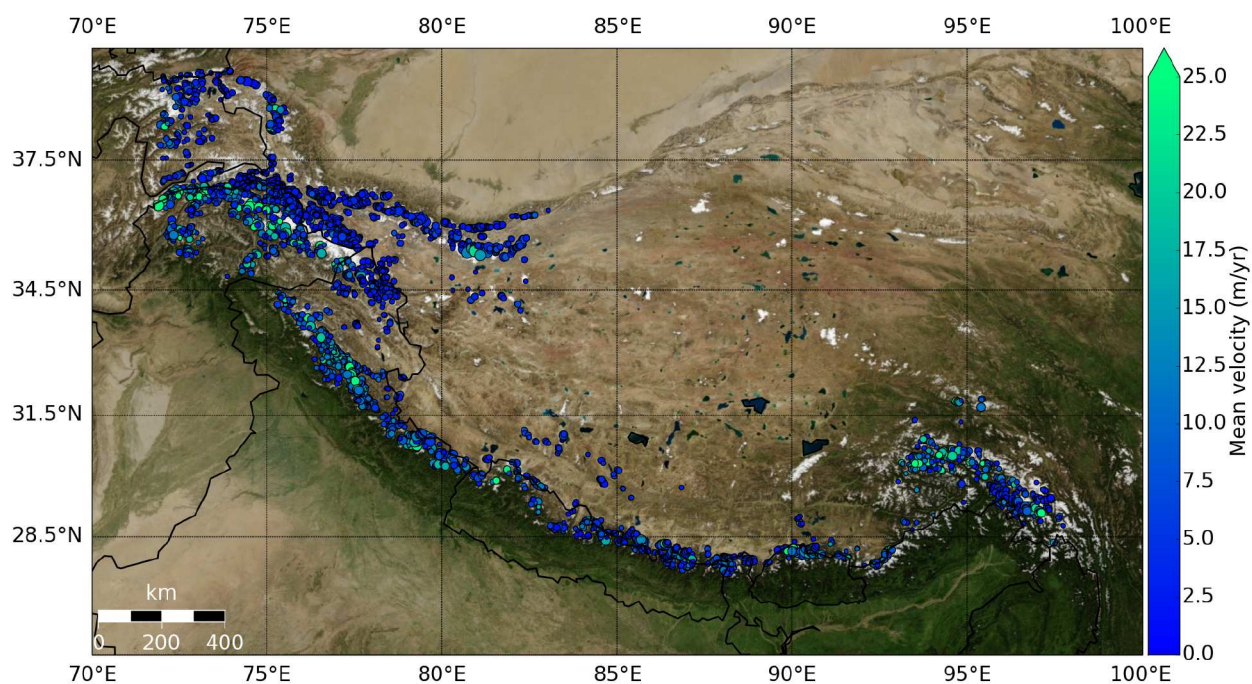


FIGURE 5.9 – Vitesse moyenne par glacier pour le PKH sur la période 1999-2003. Les moyennes sont obtenues pour tous les points d'altitude inférieure à l'altitude médiane du glacier, pour les glaciers d'aire supérieure à 2 km² (d'après RGI 5.0). La taille des cercles est proportionnelle à l'aire du glacier.

On observe de fortes disparités le long de la chaîne himalayenne, avec des vitesses moyennes plus élevées, dépassant régulièrement 25 m/an, dans les régions du Karakoram, Hindu-Kush, Pamir et Himalaya occidental, et à l'est au Nyenchen Tangla et dans l'Hengduan Shan. Des vitesses plus modérées, dépassant rarement 15 m/an, sont observées en Himalaya central et oriental et au nord du Kunlun et du Karakoram. Il n'y a pas de lien direct entre la vitesse moyenne mesurée et la taille des glaciers, comme le montre la figure 5.10 ($R^2=0.35$).

Au Karakoram et en Hindu-Kush, on observe un fort gradient de vitesses, les glaciers situés au sud-ouest ayant une vitesse beaucoup plus élevée que les glaciers au nord-est. Ce gradient ne peut pas s'expliquer par une différence de taille et donc d'épaisseur des glaciers, en effet, la figure 5.11 (gauche) montre qu'à épaisseur égale, les glaciers situés plus à l'ouest ont une vitesse plus élevée. Il est probable que cette différence s'explique par une différence de précipitations. En effet, cette partie du PKH étant sous influence des vents d'ouest, les précipitations ont principalement lieu sur l'ouest du massif alors que l'est du massif a un climat plus aride. Cela impacte le flux de glace qui doit être transporté vers l'aval et donc la vitesse d'écoulement.

On observe en effet que l'altitude minimale des glaciers augmente progressivement de l'ouest vers l'est, alors que l'altitude maximale varie beaucoup plus localement, avec le relief du terrain. Il s'en suit que les glaciers à l'ouest ont une extension verticale plus importante qu'à l'est (Figure 5.11, droite). Ceci corrobore donc l'hypothèse que les différences de vitesse peuvent s'expliquer par des différences de précipitations. La figure 5.11 (droite) montre que les glaciers avec les vitesses les plus élevées sont aussi ceux avec l'extension verticale la plus importante.

Variations de vitesse 1999-2015

Sur la période 1999-2015, nous avons obtenu une mesure de variation de vitesse significative pour 1290 glaciers du PKH de taille supérieure à 2 km². Comme expliqué à la section 5.1.2, nous avons éliminé les glaciers pour lesquels le rapport signal à bruit est inférieur à 2. La figure 5.12 montre

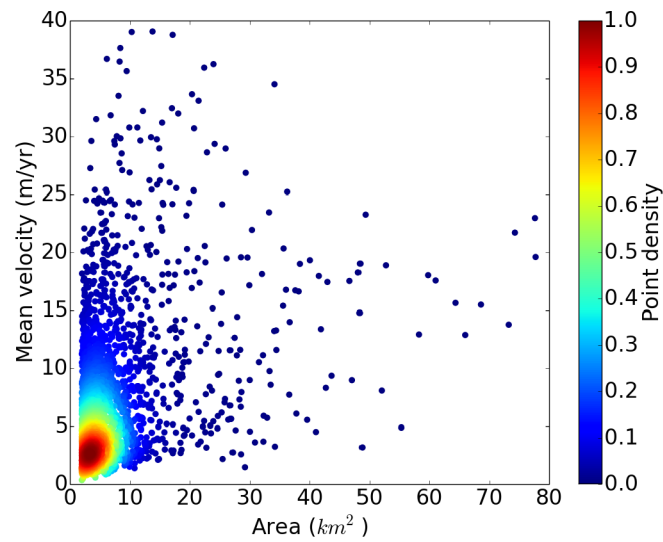


FIGURE 5.10 – Relation entre la vitesse moyenne et l'aire des glaciers du PKH sur la période 1999-2003

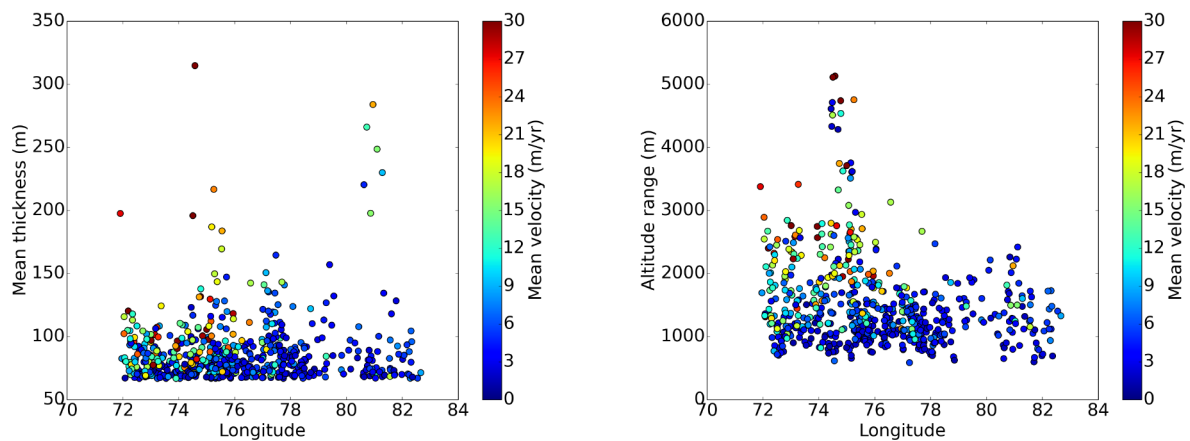


FIGURE 5.11 – Relation entre la vitesse moyenne, la longitude et l'épaisseur moyenne des glaciers (gauche) ou l'extension verticale (droite) des glaciers du PKH au dessus de la latitude 34°N sur la période 1999-2003

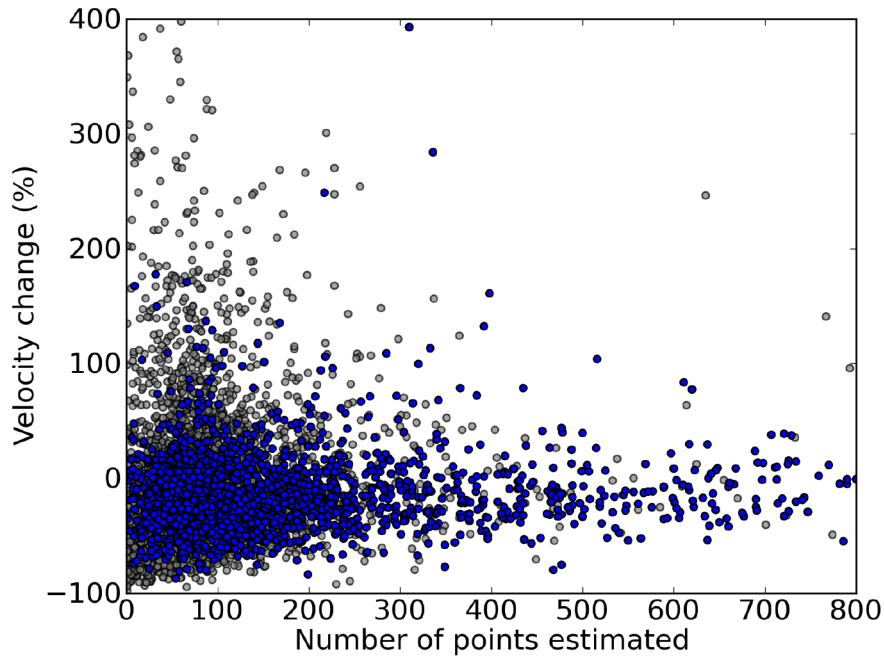


FIGURE 5.12 – Variations relatives de vitesse en fonction du nombre de points estimés par glacier pour la région du PKH. En gris, les résultats bruts, en bleu les résultats après sélection par le rapport signal à bruit.

l'impact de cette sélection sur la distribution des variations de vitesse. On observe que la distribution des valeurs brutes est très dispersée pour un faible nombre de points. En éliminant les glaciers pour lesquels la vitesse moyenne n'est pas significative par rapport à l'incertitude, on minimise l'impact de l'incertitude sur cette distribution pour ne laisser apparaître que la distribution réelle.

La figure 5.13 montre l'histogramme de ces variations de vitesse. La majorité des glaciers a ralenti sur cette période avec une valeur médiane de -20.0 %. Parmi les glaciers mesurés, 64 % ont ralenti de plus de 10 % alors que 15 % ont accéléré de plus de 10 %.

La figure 5.14 montre la distribution spatiale des variations relatives de vitesse pour l'ensemble des glaciers du PKH d'aire supérieure à 2 km². Le motif général est très similaire à celui observé pour les variations de volume (Figure 3.11) avec les changements les plus importants le long de l'arc himalayen, en particulier l'Himalaya occidental et le Nyenchen Tangla. Dans les régions où un gain de masse a été observé sur les dernières décennies, telles que le Kunlun Shan, les glaciers semblent accélérer.

Ces variations ne semblent pas s'expliquer par des différences topographiques des glaciers. La figure 5.15 (gauche) ne montre pas de relation évidente entre ces variations et l'aire des glaciers. Les glaciers de taille inférieure à 5 km² semblent avoir une variabilité plus forte mais ceci est probablement dû à une incertitude plus élevée. Il n'existe pas non plus de différence significative entre les glaciers couverts et les glaciers blancs (Figure 5.15 droite).

Nous avons également analysé la répartition de ces variations de vitesse en fonction de l'orientation moyenne des glaciers, pour trois grandes sous-régions, l'Himalaya, l'Ouest du PKH (Kunlun, Karakoram, Hindu-Kush et Pamir) et l'Est du PKH (Nyenchen Tangla et Hengduan Shan), représentée sur la figure 5.16. On observe clairement le comportement différent du Nord-Ouest du PKH, avec des augmentations de vitesse, mais aucune orientation ne semble être associée à un comportement particulier. En particulier pour l'Hindu Kush et Karakoram, on aurait pu, comme pour les vitesses, penser à un comportement différent des glaciers orientés vers l'ouest, qui reçoivent le maximum de précipitation, mais cela ne semble pas être un facteur dominant.

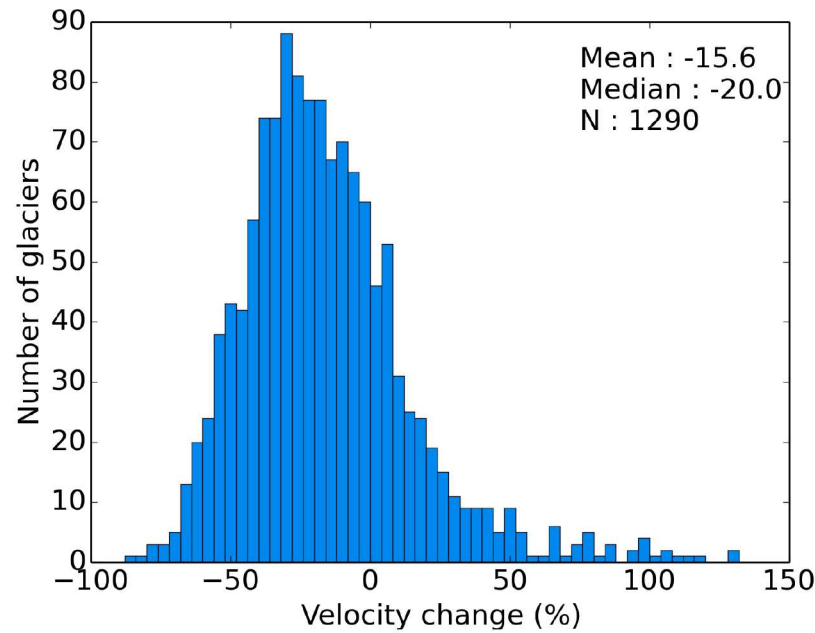


FIGURE 5.13 – Histogramme des variations relatives de vitesse des glaciers du PKH avec une aire supérieure à 2 km² sur la période 1999-2015

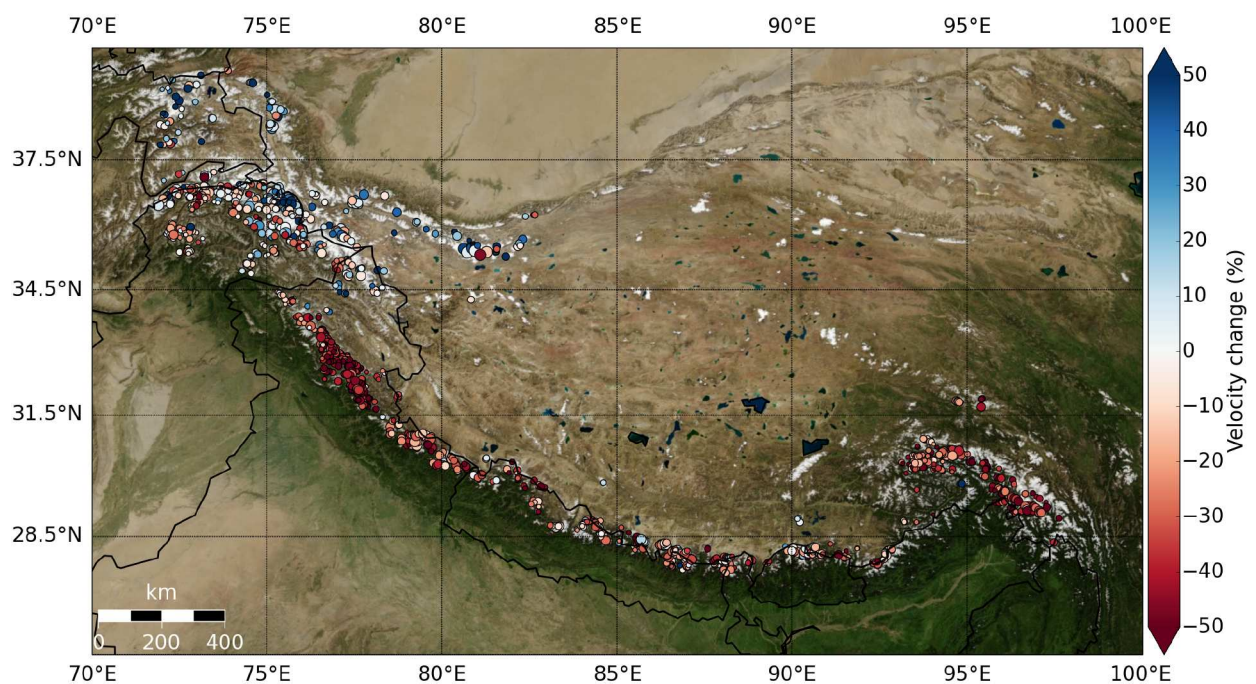


FIGURE 5.14 – Variations relatives de vitesse par glacier pour le PKH sur la période 1999-2003, calculées pour tous les points d'altitude inférieure à l'altitude médiane du glacier, pour les glaciers d'aire inférieure à 2 km² (d'après RGI 5.0). La taille des cercles est proportionnelle à l'aire du glacier.

Il semble toutefois que l'extension verticale des glaciers joue un rôle important dans la réponse aux variations climatiques. La figure 5.17 montre en effet que les glaciers ayant l'extension verticale la plus importante ont des variations de vitesse moins importantes, en particulier pour l'Est du PKH et l'Himalaya. Par ailleurs, les variations de vitesse les plus significatives sont essentiellement négatives et pour ces points, il y a une relation quasi linéaire entre l'extension verticale et les variations de vitesse. Cette relation peut avoir plusieurs origines. La première est que les glaciers qui ont leur zone

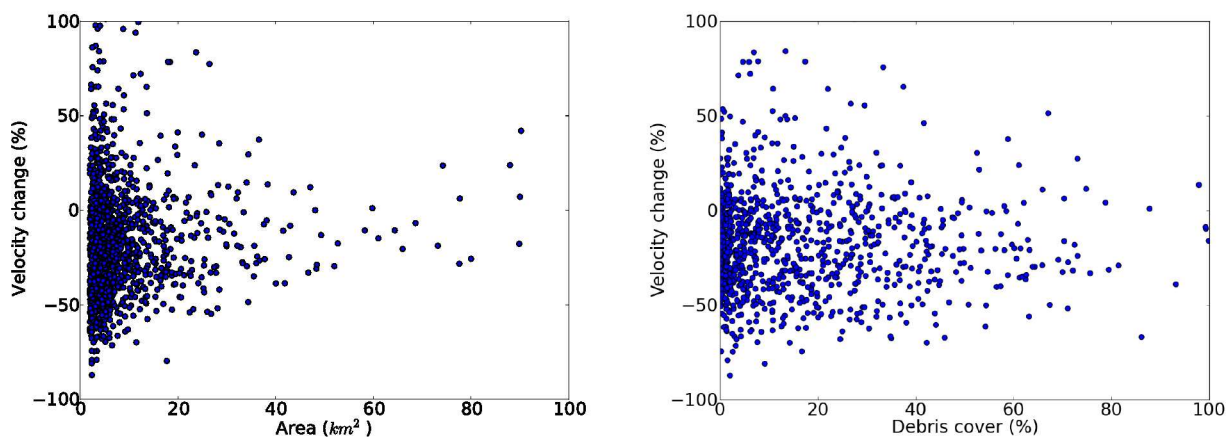


FIGURE 5.15 – Variations relatives de vitesse en fonction de l'aire du glacier (gauche) et de sa couverture détritique (droite) pour les glaciers du PKH supérieurs à 2 km^2

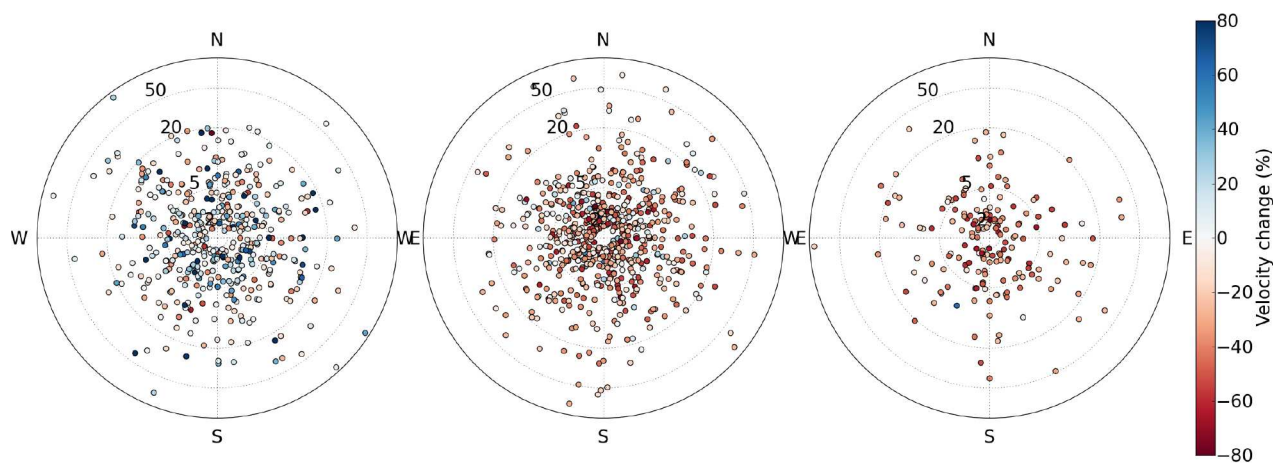


FIGURE 5.16 – Variations relatives de vitesse en fonction de l'orientation moyenne et de l'aire (km^2 , axe radial) du glacier pour le PKH Ouest (gauche), Himalaya (centre) et PKH Est (droite)

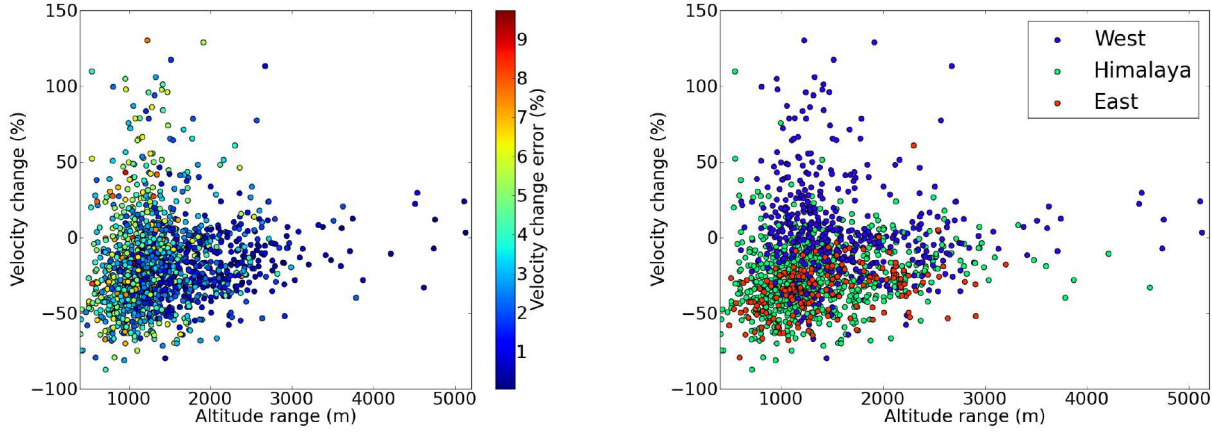


FIGURE 5.17 – Variations relatives de vitesse en fonction de l’extension verticale des glaciers pour le PKH. Code couleur : erreur sur les variations de vitesse (gauche) ou par région (droite).

d’accumulation à très haute altitude ont un apport en neige qui est moins sensible à des variations climatiques et donc un flux de glace vers l’aval plus constant. La seconde possibilité est que les glaciers avec la plus grande extension verticale ont un temps de réponse plus long et que les changements observés sur les plus petits glaciers ne soient pas encore observés sur ces glaciers.

Nous avons également cherché à savoir si les variations de vitesse observées peuvent s’expliquer uniquement par les modifications de géométrie des glaciers (pente et épaisseur). La figure 5.18 (ronds gris) représente les variations relatives de vitesses en fonction des variations relatives d’épaisseur, rapportées à la période 2000-2014. On observe un lien important entre ces deux variables : de manière générale, les glaciers qui s’amincissent sont également ceux qui ralentissent et inversement (coefficient de corrélation 0.37). Les deux droites noires représentent les bornes théoriques, en supposant les variations de pente négligeables (Equation 5.19 pour $\delta\alpha = 0$). La zone grisée représente donc les valeurs permises par la théorie. La majorité des glaciers se situent dans l’intervalle autorisé par la théorie. Toutefois, un nombre non négligeable de glaciers ont des comportements qui ne peuvent pas être expliqués par les hypothèses que nous avons faites. En particulier, le comportement des glaciers pour lesquels $ddv > 0$ et $dh < 0$, ou inversement, ne peut pas s’expliquer par une simple variation d’épaisseur.

Nous avons donc estimé l’impact des variations de pente sur les variations de vitesse. Pour cela, nous avons représenté $ddv - 3\delta\alpha/\alpha$ en fonction de dh/H (Figure 5.18 ronds bleus). Le terme $-3\delta\alpha/\alpha$ est une borne supérieure des variations de vitesse induites par une variation de pente $\delta\alpha$ (Equation 5.19 bas). Bien que la correction des variations de pente tende à rapprocher les valeurs de la zone théorique (coefficient de corrélation de 0.41), de nombreux points ne concordent pas avec la théorie. Plusieurs raisons peuvent expliquer ce désaccord. Tout d’abord, l’analyse des variations par glacier n’est pas idéale, car certains paramètres peuvent varier spatialement au sein d’un même glacier, comme le coefficient de glissement basal C_b , le facteur de forme f ou le coefficient de Glen A . Le lien entre variations de vitesse et variations d’épaisseur n’est donc pas nécessairement homogène au sein d’un glacier. Les calculs des variations de pente moyennes et de l’épaisseur moyenne des glaciers sont également approximatifs. Ensuite, les périodes d’observations sont différentes pour ces deux variables : les variations de vitesse sont mesurées approximativement entre 2000 et 2014, alors que les variations d’épaisseur sont mesurées entre 1999 et, selon les régions, 2008 à 2011. Enfin, les hypothèses effectuées dans le modèle théorique ne sont peut-être pas valides. Une modification, entre les deux périodes d’observation, de la température de la glace peut avoir modifié la valeur du paramètre A . Une modification significative de la pression de l’eau sous-glaciaire peut avoir entraîné une modification du glissement basal à travers le paramètre C_b .

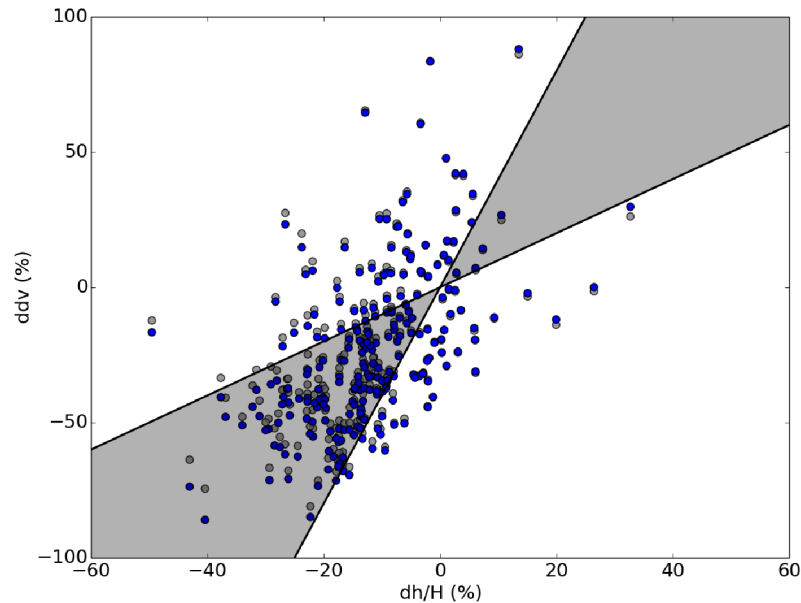


FIGURE 5.18 – Variations relatives de vitesse en fonction des variations relatives d'épaisseur pour les glaciers du PKH et la période 2000-2014. En gris, les résultats bruts, en bleu, les résultats après correction des variations de pente. Traits noir : bornes théoriques présentées à l'équation 5.19, la bande grise correspond donc aux zones en accord avec la théorie, d'après nos hypothèses.

En résumé, bien que les variations de géométrie semblent expliquer en partie les variations de vitesse observées, de nombreux autres paramètres doivent être pris en compte. En particulier, il est nécessaire de prendre en compte la variabilité spatiale des variations de vitesse, c'est pourquoi nous avons effectué une analyse par tranches d'altitude.

5.2.3 Analyse par altitude

L'analyse par tranche d'altitude permet d'observer avec plus de détails la réponse spatiale pour chaque glacier. Deux exemples de cartes de variations relatives de vitesse pour les régions de l'Everest et du Spiti Lahaul sont représentés sur la figure 5.19 et mises en parallèles avec les variations d'élévation. On observe qu'au Spiti Lahaul, où les amincissements les plus importants sont observés, l'ensemble des variations de vitesse estimées est négatif. Néanmoins, peu de points de mesure existent dans les zones d'accumulation en raison d'une incertitude plus élevée et d'une vitesse plus faible. Dans la région de l'Everest au contraire, les résultats sont plus contrastés. Bien que la tendance globale soit également au ralentissement, un nombre important de glaciers semblent montrer des zones d'accélération. Les variations d'élévations sont elles aussi plus contrastées puisque certains glaciers montrent des signes d'élévation de la surface.

Ces différences sont également visibles sur la figure 5.20 qui représente les variations de vitesse moyennes par tranche d'altitude pour les mêmes régions. On observe qu'au Spiti Lahaul, les variations de vitesse (ralentissement) sont d'autant plus importantes que l'on est proche de la langue terminale. Ceci est cohérent avec le profil de variations d'épaisseur, puisque l'amincissement est également plus prononcé à mesure que l'on progresse vers l'aval du glacier. Au contraire, pour la région de l'Everest, nous n'observons pas de tendance claire pour les variations de vitesse. Cela est dû à une différence importante entre les glaciers au sud, fortement couverts de débris et alimentés par les avalanches et les glaciers au nord, qui ont une pente plus douce et un couvert détritique plus faible.

Nous avons donc distingué les zones couvertes de débris des zones non couvertes pour calculer les

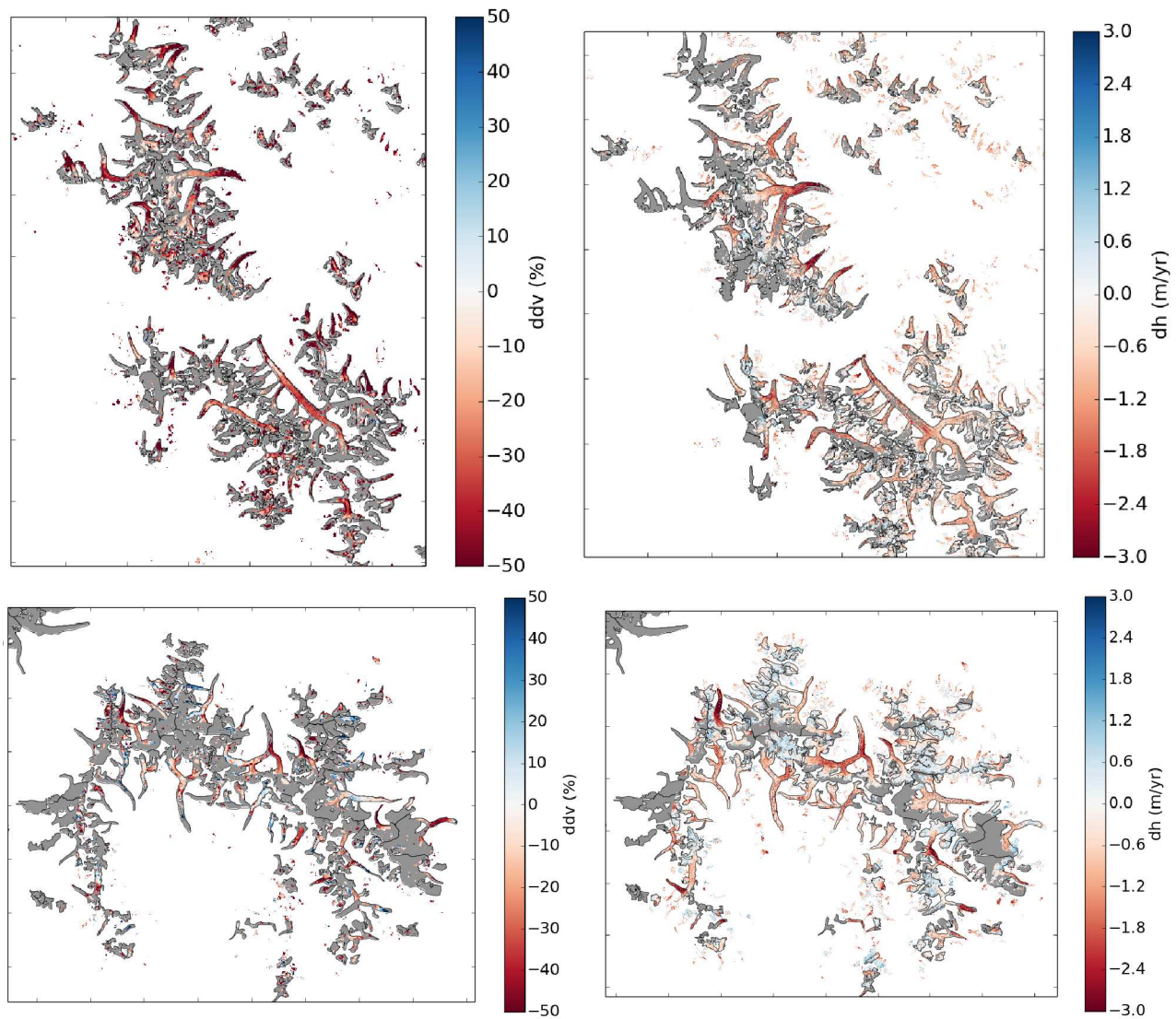


FIGURE 5.19 – Cartes des variations relatives de vitesse sur la période 1999-2015 (gauche) et des variations d'élévation en m/an, d'après Gardelle *et al.* (2013) (droite) pour les régions du Spiti Lahaul (haut) et de l'Everest (bas). Les zones grisées sont les zones de glacier sans estimation.

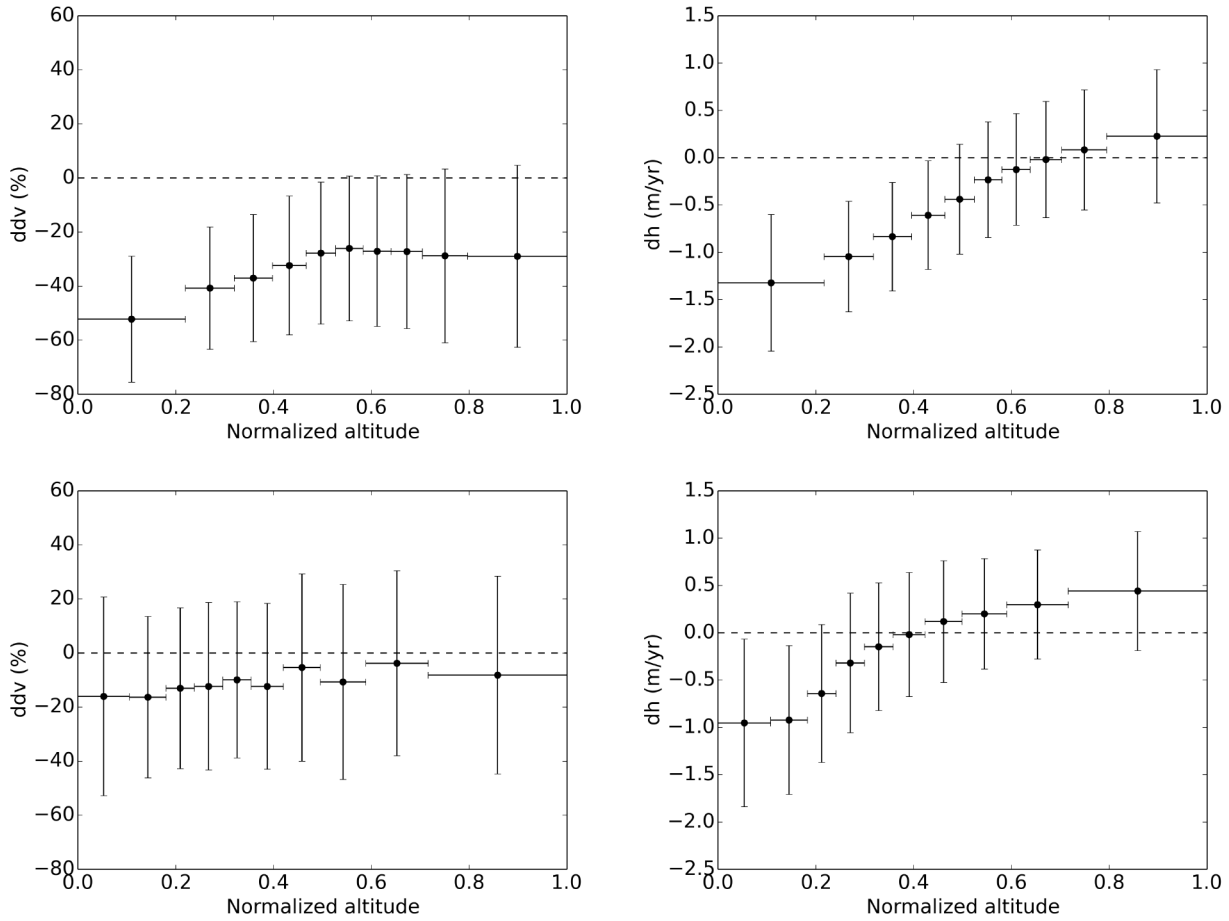


FIGURE 5.20 – Variations relatives de vitesse ddv sur la période 1999-2015 (gauche) et variations d'élévation en m/an, d'après Gardelle *et al.* (2013) (droite) par tranche d'altitude normalisée pour la région du Spiti-Lahaul (haut) et de l'Everest (bas). Les barres verticales indiquent l'écart-type des valeurs. Les intervalles en altitude, représentés par les barres horizontales, sont choisis de manière à contenir le même nombre de point.

moyennes. Le résultat est représenté pour la région du Bhoutan (similaire à la région de l'Everest, mais les résultats sont plus visuels) sur la figure 5.21 (haut). On observe une réponse différente selon le type de glacier, les glaciers couverts ayant un ralentissement plus prononcé vers la zone de transition que les glaciers blancs. Ce motif est également observé pour les variations d'épaisseur (figure 5.21, bas). Il est probable que dans la partie basse des glaciers, la couverture de débris soit suffisamment épaisse pour jouer le rôle d'isolant, c'est pourquoi on observe une ablation plus faible sur les glaciers couverts que les glaciers blancs à basse altitude. Néanmoins vers la zone de transition, l'ablation plus importante sur les glaciers couverts doit s'expliquer par une couche plus mince de débris, qui n'isole plus la glace mais au contraire diminue l'albédo et augmente l'ablation. Cette hypothèse est cohérente avec d'autres études qui ont observé en Himalaya central que les langues glaciaires ont une ablation plus faible que la zone de transition (Bolch *et al.*, 2011). En raison de ce gradient d'ablation, la pente entre la zone de transition et la langue terminale diminue, ce qui a pour impact de réduire la vitesse de manière importante, ce qui est observé sur la figure 5.21 (haut). Cette réduction du flux implique à son tour un amincissement de la langue terminale, raison pour laquelle on observe un amincissement tout de même important des langues terminales.

5.2.4 Représentativité

Nous avons analysé la représentativité des estimations de vitesse en fonction de leur localisation et des propriétés des glaciers. Les figures de l'annexe B montrent le pourcentage de point estimés sur les glaciers en fonction de l'altitude pour chaque sous-région. On observe que les mesures sont plus nombreuses à basse altitude, avec des taux de couverture de 60 à 100 % (les taux les plus élevés étant atteints pour les régions avec un fort couvert détritique comme l'Himalaya central). Ce taux de couverture décroît avec l'altitude jusqu'à environ 10-40 % alors que la présence plus fréquente de neige diminue la texture de la surface du glacier et donc le nombre de motifs à corrélérer. Les taux de couverture, toute altitude confondue, s'étalent de 35 % pour le Nyenchen Tangla à 54 % pour l'Himalaya central. Les mesures pixeliques de variation relative de vitesse ddv , qui excluent les points de vitesse faible, sont encore plus éparses, avec un minimum de 5 % d'estimations pour le Kunlun et un maximum de 16-18 % pour l'arc himalayen. C'est ce constat qui nous a conduit à exclure les zones de haute altitude dans l'analyse par glacier.

En ce qui concerne les glaciers pour lesquels une mesure de vitesse moyenne est disponible, dans l'approche par glacier, les glaciers à basse altitude sont légèrement plus représentés que les glaciers les plus hauts (Figure 5.22a). Les glaciers de petite taille (2-10 km²) sont moins bien représentés par rapport aux glaciers plus larges (Figure 5.22b), car ces glaciers ont généralement des vitesses plus faibles et il existe moins de points de mesure, deux critères qui tendent à augmenter l'incertitude sur ces glaciers, qui sont donc éliminés lors de l'analyse. Il n'existe pas de biais important dans la distribution de l'orientation des glaciers (Figure 5.22c). Enfin, les glaciers avec une couverture détritique importante sont plus représentés que les glaciers blancs, car la corrélation est plus performante sur les surfaces texturées telles que les zones couvertes de débris (Figure 5.22d).

5.3 Application aux Alpes

5.3.1 Données

Pour les vitesses, nous avons utilisé les résultats présentés dans la section 4.4. Nous avons analysé uniquement les vitesses obtenues avec les images panchromatiques sur les périodes 1999-2003 et 2013-2015.

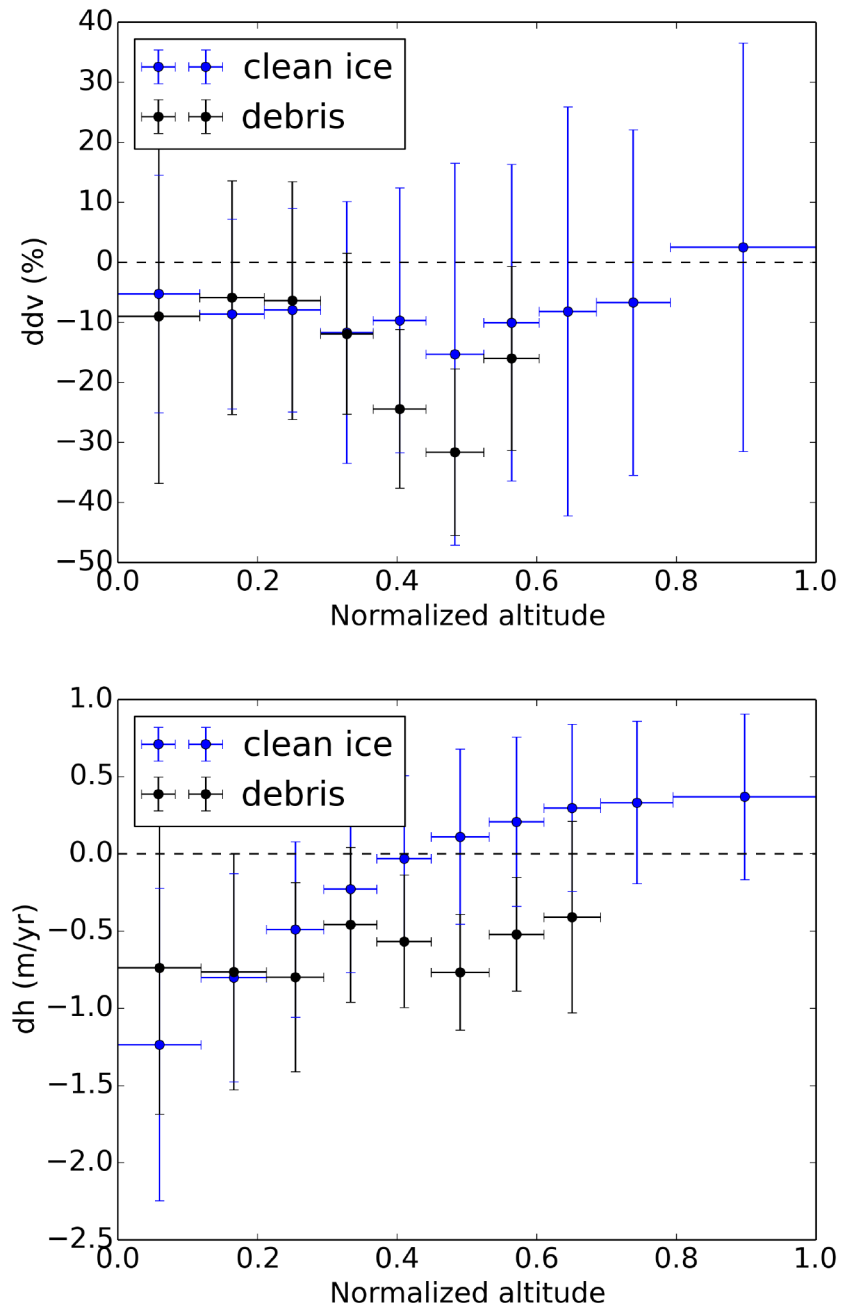


FIGURE 5.21 – Variations relatives de vitesse ddv (haut) et variations d'épaisseur (bas) par tranche d'altitude normalisée pour la région du Bhoutan

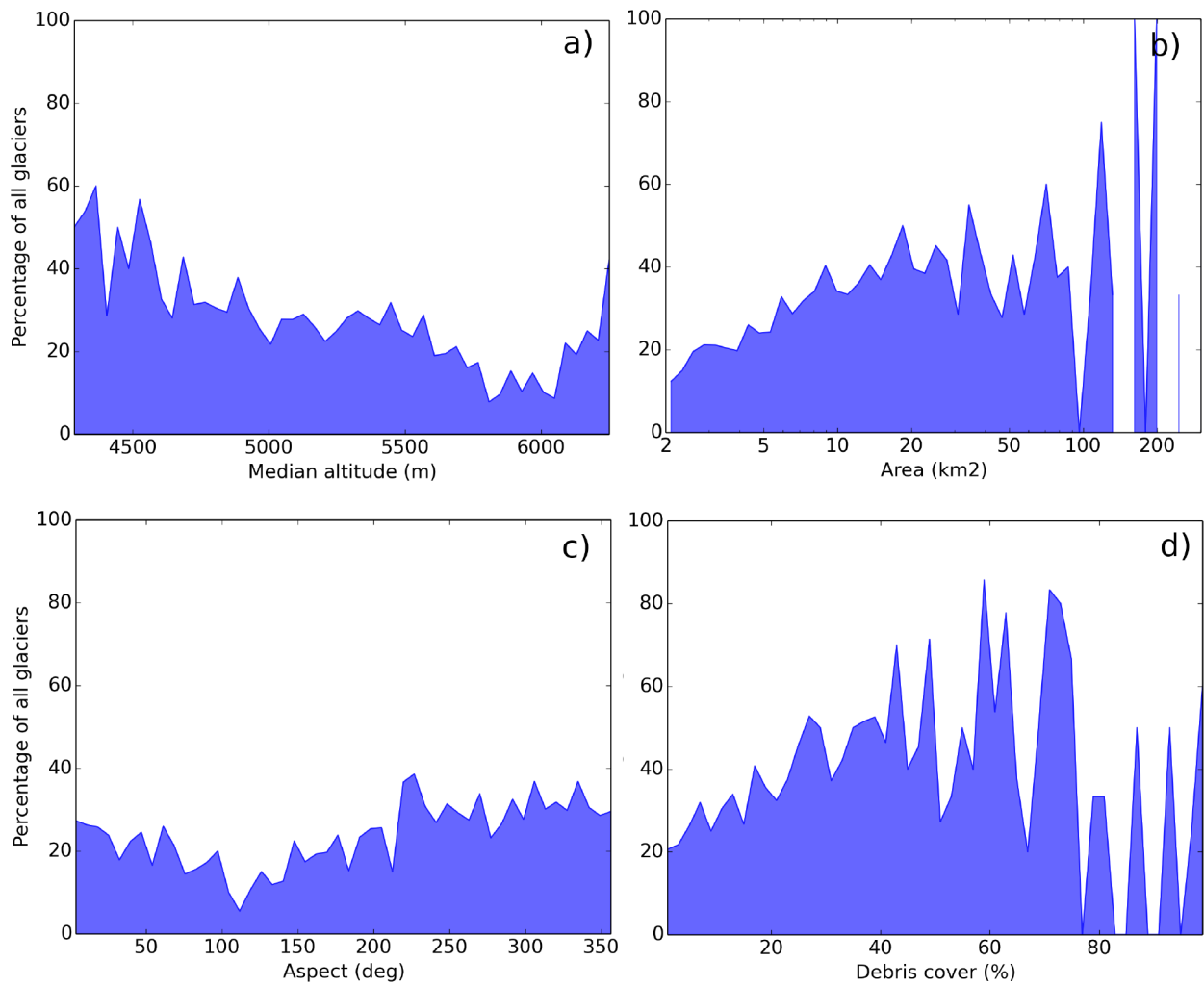


FIGURE 5.22 – Pourcentage de glaciers du PKH avec une estimation de vitesse par rapport au nombre total en fonction des paramètres suivants : (a) altitude médiane, (b) aire, (c) aspect (Nord = $0^\circ = 360^\circ$), (d) couverture détritique

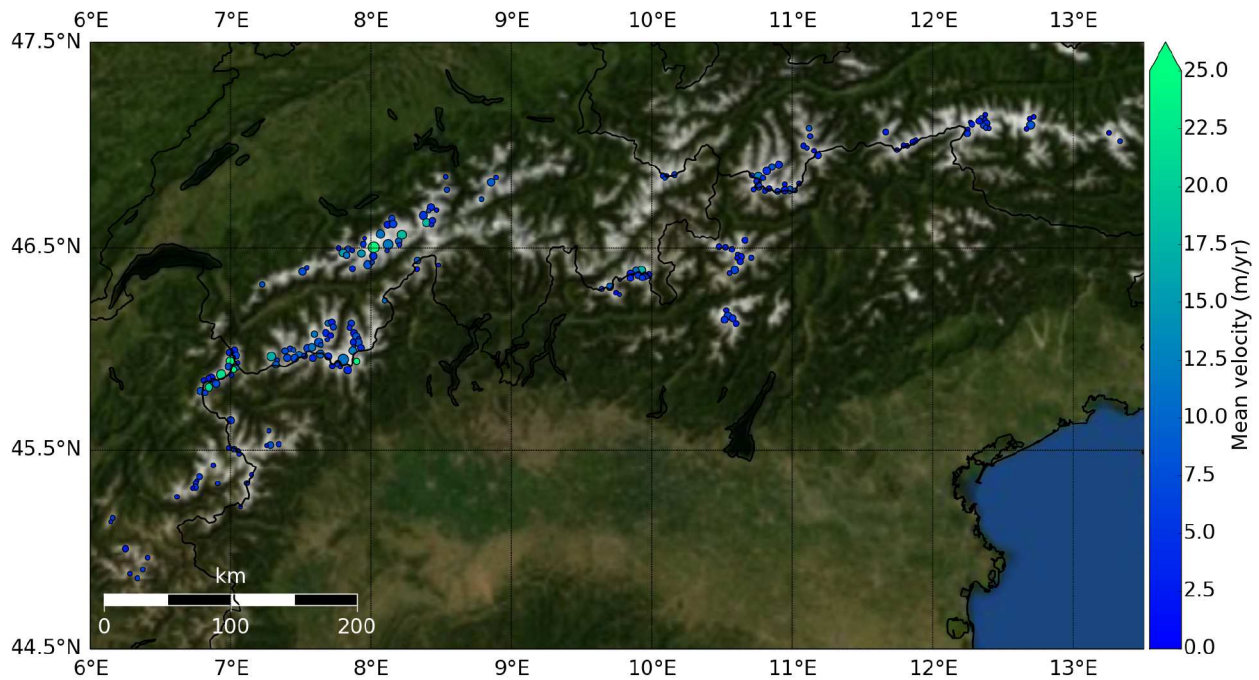


FIGURE 5.23 – Vitesse moyenne par glacier pour les Alpes sur la période 1999-2003. Les moyennes sont obtenues pour tous les points d'altitude inférieure à l'altitude médiane du glacier, pour les glaciers d'aire supérieure à 2 km^2 (d'après RGI 5.0). La taille des cercles est proportionnelle à l'aire du glacier.

5.3.2 Analyse par glacier

Vitesses annuelles

Les cartes des vitesses annuelles sont représentées pour 10 régions des Alpes et pour les deux périodes en Annexe C. Les glaciers les mieux mesurés sont ceux ayant une forte couverture détritique (Miage et Mer de Glace dans le massif du Mont-Blanc, Unteraar dans les Alpes bernoises) ou très crevassés (Gorner dans le Valais, Gurgler ferner dans les Alpes autrichiennes). Mais de nombreux glaciers alpins sont de petite taille et ont une surface uniforme, c'est la raison pour laquelle de nombreuses mesures de vitesse sont manquantes. Sur 210 glaciers d'aire supérieure à 2 km^2 , nous avons pu estimer une vitesse moyenne pour 169 glaciers sur les deux périodes. Pour les autres glaciers, la couverture est inférieure à 50 % de la zone étudiée (l'aire du glacier sous la ligne médiane) et ont été éliminés. La carte des vitesses moyennes est représentée pour la période 1999-2003 sur la figure 5.23.

Les glaciers les plus rapides se situent à l'ouest de la chaîne, dans les massifs les plus hauts (Mont-Blanc, Valais, Alpes bernoises). La figure 5.24 confirme également que de manière générale, les glaciers les plus rapides sont les glaciers les plus larges ou avec l'extension verticale la plus grande. Il n'existe pas de relation particulière entre la vitesse moyenne et la pente ou l'orientation du glacier (non montré).

Variations de vitesse 1999-2015

Bien que pour les Alpes nous ayons 16 fois plus d'estimations de la vitesse pour une aire donnée (car le pas de mesure a été choisi de 2 au lieu de 8), très peu de glaciers ont une variation de vitesse qui soit significative par rapport au niveau de bruit. Si on élimine les glaciers pour lesquels le rapport signal à bruit est inférieur à 2, seuls 12 glaciers ont des variations de vitesse significatives, comme le montre la figure 5.25. Pour ces glaciers, les variations relatives de vitesse sont comprises entre -67 % (Glacier du Belvédère) et +0.3 % (glacier de Fee), représentées sur la figure 5.26.

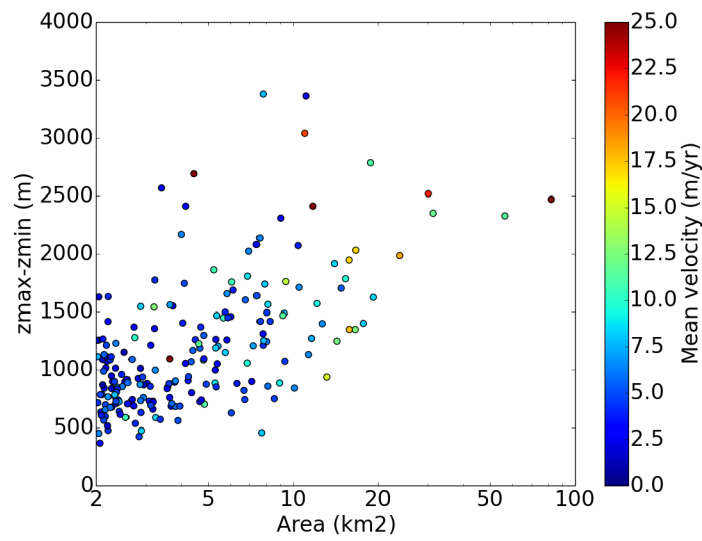


FIGURE 5.24 – Vitesse moyenne par glacier en fonction de l'aire et de l'extension verticale du glacier pour les Alpes sur la période 1999-2003.

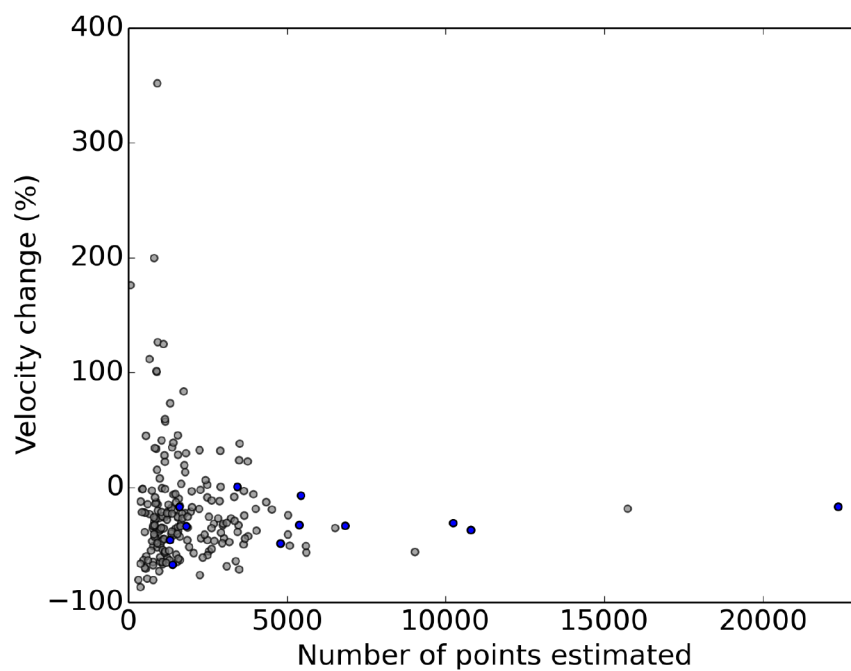


FIGURE 5.25 – Variations relatives de vitesse en fonction du nombre de points estimés par glacier pour les Alpes. En gris, les résultats bruts, en bleu les résultats après sélection par le rapport signal à bruit.

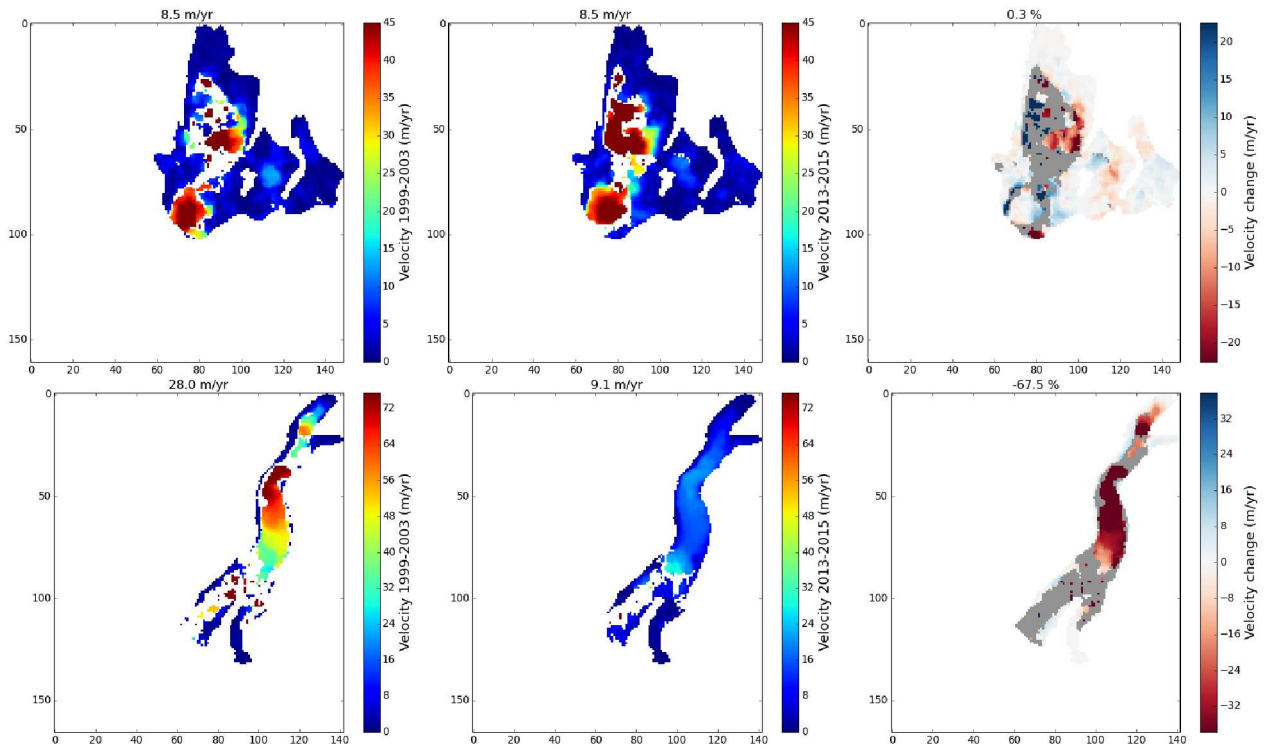


FIGURE 5.26 – Cartes de vitesses pour la période 1999-2003 (gauche), 2013-2015 (centre) et variations de vitesse (droite) pour les glaciers de Fee (haut) et de Belvédère (bas). Les chiffres en haut indiquent la vitesse moyenne pour chaque période et la variation relative de vitesse. En gris sont représentés les zones de glacier sans estimation de variations de vitesse.

5.3.3 Analyse par altitude

Une analyse par tranches d'altitude a également été effectuée pour les Alpes. La figure 5.27 montre les variations relatives de vitesse en fonction de l'altitude normalisée. On observe que celles-ci sont plus importantes sur la partie basse du glacier, où l'amincissement est probablement le plus important. N'ayant pas à disposition au moment de la thèse de variations d'élévation sur l'ensemble des Alpes, nous n'avons pas pu étudier en détail le lien entre variations d'épaisseur et variations de vitesse. Néanmoins, comme les variations avec l'altitude sont très similaires à ce que nous avons observé par exemple pour le Spiti Lahaul, en Himalaya, on peut supposer que les variations de vitesse sont également conditionnées par les variations d'épaisseur dans les Alpes.

5.4 Conclusions

Dans ce chapitre nous avons analysé les vitesses et variations de vitesses pour les périodes 1999-2003 et 2013-2015 sur les Alpes et le PKH. Nous avons effectué l'analyse selon deux approches différentes : analyse par glacier ou analyse par tranches d'altitude. Pour l'analyse par glacier, nous avons montré que l'incertitude sur la vitesse moyenne des glaciers est fréquemment de l'ordre des variations de vitesse que l'on souhaite observer. Un critère basé sur la vitesse moyenne du glacier, l'incertitude moyenne sur la mesure de vitesse et le nombre de mesures a permis de discriminer les mesures significatives par rapport à l'incertitude. Ce critère montre que l'incertitude actuelle ne permet pas d'observer les variations de vitesse pour les glaciers de petite taille ($<5 \text{ km}^2$) et de vitesse faible ($<10 \text{ m/an}$). Une résolution d'images plus élevée est très probablement nécessaire pour observer efficacement la dynamique de ces glaciers. Toutefois, nous avons observé que sur la période 1999-2015, 64 % des glaciers du PKH ont ralenti de plus de 10 % alors que 15 % ont accéléré de plus de 10 %. Dans les Alpes, l'ensemble des glaciers pour lesquels une mesure significative a été obtenue (12/210) ont

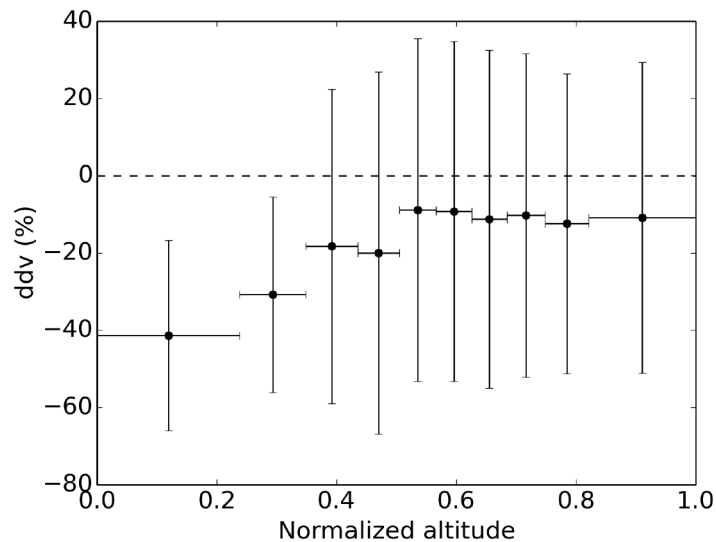


FIGURE 5.27 – Variations relatives de vitesse ddv par tranche d'altitude normalisée pour les Alpes

ralenti sur cette même période. Les variations relatives de vitesse sont cohérentes spatialement avec les variations d'épaisseur des glaciers. Par ailleurs, les changements les plus importants sont observés à basse altitude, tout comme les variations d'épaisseur. Ces résultats sont en faveur de l'hypothèse que les variations de vitesse observées s'expliquent principalement par les variations de géométrie (pente et épaisseur) des glaciers. Toutefois, le comportement de certains glaciers montrent l'importance d'autres facteurs et une analyse plus détaillée pour quelques glaciers individuels s'avère nécessaire afin de mieux comprendre ces différences.

Chapitre 6

Mesure des variations d'élévation des glaciers

Au cours de cette thèse, nous avons également analysé le potentiel de méthodes de mesure d'élévation qui avaient été encore peu appliquées à des glaciers de montagne. Nous avons vu au chapitre 2 que les méthodes qui ont donné jusqu'ici des résultats intéressants pour le suivi à l'échelle régionale des glaciers des Alpes ou du PKH sont :

- la photogrammétrie à partir d'images satellites optiques : par exemple Bolch *et al.* (2011) et Gardelle *et al.* (2013) sur le PKH, Berthier *et al.* (2014) sur le massif du Mont-Blanc. Cependant, la majorité des missions utilisées requièrent de programmer les acquisitions à l'avance et couvrent des régions assez restreintes (à l'exception des données ASTER qui représentent encore un formidable jeu de données). Par ailleurs, elles sont dépendantes de la couverture nuageuse, contrainte qui peut être forte en Himalaya en raison de la mousson.
- l'altimétrie laser à partir de données ICESat (Kääb *et al.*, 2012; Gardner *et al.*, 2013; Kääb *et al.*, 2015) : ces mesures ne permettent pas d'obtenir des informations précises à l'échelle d'un bassin glaciaire et ces données ne couvrent que la période 2003-2008 (en attendant le lancement de ICESat 2 dans un futur proche). Elles sont également sensibles à la couverture nuageuse.

Nous avons donc porté notre attention sur deux missions qui reposent sur le système radar : l'altimètre radar CryoSat-2 et le satellite SAR TanDEM-X.

6.1 CryoSat-2

Les mesures altimétriques satellites sont délicates sur les glaciers de montagne. Les altimètres radar classiques (ERS-1/2, Topex/Poseidon, Jason, Envisat...) ont une empreinte de plusieurs kilomètres, trop large comparée aux dimensions des glaciers étudiés. Seuls les altimètres laser tels que ICESat, avec une empreinte de 70 m, présentent potentiellement un intérêt pour ce type d'étude. Néanmoins l'échantillonnage des points n'est pas adéquate pour des objets dispersés et le nombre d'acquisitions sur les glaciers est limité. Il n'est donc pas possible de mesurer des variations d'élévation à l'échelle de bassins.

Avec son empreinte réduite et sa capacité à suivre les surfaces topographiques, CryoSat-2 (Wingham *et al.*, 2006) a comme objectif secondaire l'observation des glaciers de montagne. Nous présentons ici une analyse préliminaire du potentiel de cette source d'informations.

6.1.1 Fonctionnement

L'instrument à bord du satellite CryoSat-2 (CS2), mission de l'Agence Spatiale Européenne (ESA) et lancé en 2010 (après un échec au lancement de CS1 en 2005) est un altimètre radar, c'est-à-dire qu'il mesure le temps d'aller-retour d'une onde radar émise au nadir afin de calculer la distance du

TABLE 6.1 – Caractéristiques du satellite CryoSat-2 et de l'instrument SIRAL en mode SARIn

Altitude	717,2 km
Temps aller-retour de l'onde	$\sim 4,8$ ms
Empreinte au sol	15 km x 15 km
Résolution azimutale après focalisation	300 m
Fréquence de la porteuse	13,575 GHz (bande Ku)
Durée d'une impulsion	49 μ s
Chirp bandwidth	320 MHz
Résolution en distance	0,469 m
Fréquence de répétition des pulses	18,182 KHz
Nombre de pulse par burst	64
Fréquence de répétition des bursts	24,4 Hz
Fenêtre d'acquisition	240 m

sol au satellite. La connaissance précise des orbites permet de mesurer l'élévation d'un point du sol par rapport à un ellipsoïde de référence avec une précision verticale d'environ 15 cm (Wingham *et al.*, 2006). La position des orbites est mesurée avec une précision de 30 cm grâce à un récepteur DORIS, qui permet de mesurer la vitesse dans la ligne de visée par rapport à des balises situées à la surface de la Terre par effet Doppler (Wingham *et al.*, 2006). Ce système est complété de miroirs réflecteurs laser qui permettent de mesurer la position du satellite depuis le sol indépendamment du système DORIS. Le satellite est situé sur une orbite quasi-polaire à 717,2 km avec un cycle de répétition de 369 jours. Les traces au sol sont espacées de 7,5 km au niveau de l'équateur, contre 15 km pour ICESat.

L'instrument SIRAL (SAR Interferometer Radar ALtimeter) est un altimètre radar qui utilise la compression d'impulsion "full deramp" (Macarthur, 1976) et peut opérer selon 3 modes (Wingham *et al.*, 2006).

Dans le mode le plus simple (Low Resolution Mode LRM), il fonctionne comme un altimètre radar classique en mesurant le temps aller-retour d'une impulsion radar à la fréquence 13,575GHz (bande Ku, $\lambda \sim 2,2$ cm) avec une empreinte au sol de 15 km de diamètre (Figure 6.1 gauche). L'écho reçu est enregistré après un délai, appelé "window delay", d'environ 4,8ms correspondant au temps moyen d'aller-retour de l'onde. Ce délai est calculé après chaque cycle de 91 échos afin d'enregistrer uniquement le signal correspondant à l'écho par la surface (appelé tracking). En effet, l'instrument n'enregistre que 2x128 entiers de 8 bits (amplitude et phase), par intervalles de 0,35 μ s, correspondant à une distance de 60 m, il est donc nécessaire d'ajuster ce "window delay". Ce mode est utilisé sur les océans et les plateaux antarctique et groenlandais.

Dans le mode SARM, les impulsions sont émises par séries (bursts) de 64 pulses avec une fréquence de répétition de 18,182KHz. Lors d'une série, d'une durée de 3,6ms, la phase de la porteuse est bloquée afin de conserver une cohérence de la phase, ce qui permet un traitement "delay Doppler" (Raney, 1998) afin de réduire la résolution azimutale à 300 m (Figure 6.1 centre). La durée entre deux séries est de 11,7ms ce qui permet à une série d'être réceptionnée avant émission de la série suivante. Ce mode est utilisé sur la glace de mer.

Enfin, en mode interférométrique (SARIn), l'instrument effectue la différence interférométrique du signal cohérent reçu par 2 antennes placées perpendiculairement à la ligne de vol afin de localiser la position "across-track" de l'écho le plus proche (Figure 6.1 droite). A réception, le signal est enregistré à un intervalle de 0,0875 μ s sur 2x512 entiers de 8 bits, ce qui correspond à une fenêtre radiale de 240 m. L'ajustement du "window delay" se fait différemment pour ce mode. Entre deux séries, un pulse de largeur de bande 40 MHz est émis puis réceptionné sur une durée de 67,6 ms, permettant d'imager une bande radiale de 480 m à une résolution de 3,75 m. Cet écho est utilisé afin de déterminer la position de la fenêtre d'acquisition suivante. Le mode SARIn est utilisé dans les régions de topographie complexe : marges d'inlandsis, calottes glaciaires, glaciers de montagne (Himalaya, Svalbard...). Les caractéristiques de l'instrument SIRAL en mode SARIn sont résumées dans le tableau 6.1.

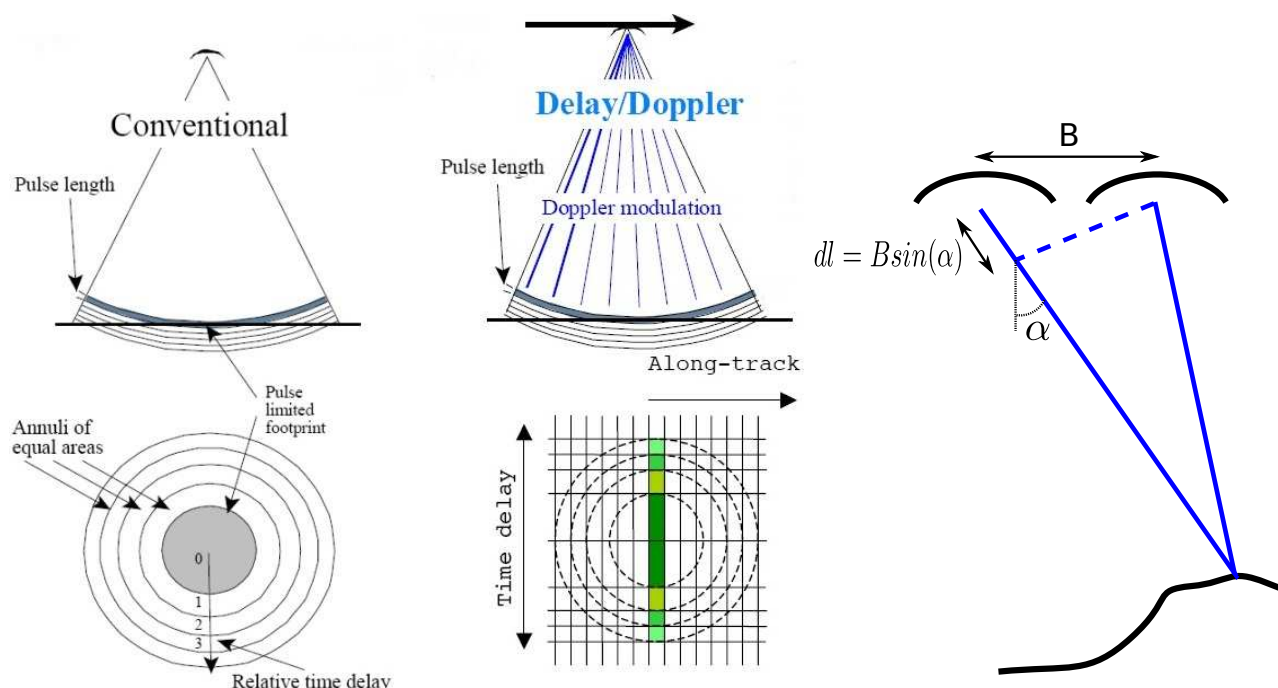


FIGURE 6.1 – Les trois fonctionnements de l’altimètre SIRAL à bord du satellite CS2 : gauche, le mode LRM fonctionne comme un altimètre radar à pulse limité ; au centre, le mode SARM permet de réduire l’empreinte azimutale grâce à un traitement "Delay Doppler" ; à droite, le mode interférométrique SARIn permet également de mesurer la position de l’écho perpendiculairement à la ligne de vol grâce à la réception par deux antennes (Adapté de Raney (1998)).

CS2 présente donc l’avantage d’imager une région du sol beaucoup plus importante que ICESat tout en permettant de localiser la mesure à une zone de diamètre d’environ 300 m et ceci quelle que soit la couverture nuageuse. Toutefois, aucune étude n’a encore porté sur l’analyse des données CryoSat au dessus des glaciers de montagne, c’est pourquoi il a été décidé d’évaluer le potentiel de CS2 à mesurer les changements d’élévation des glaciers himalayens et alpins.

6.1.2 Analyse générale

Les données sont distribuées par l’ESA à 2 niveaux de traitement possibles :

- le niveau L1b : il fournit principalement la forme d’onde de l’écho (amplitude, différence de phase¹ et cohérence¹), la position et l’attitude du satellite et le window delay pour chaque pulse.
- le niveau L2 qui fournit principalement la position du point de plus proche approche (POCA), c’est-à-dire le premier écho reçu, et l’altitude mesurée.

Nous avons dans un premier temps analysé les données L2 sur l’ensemble de la chaîne himalayenne. La figure 6.2a représente l’ensemble des données brutes sur une partie du Karakoram pour l’année 2012. Elle permet d’appréhender la couverture importante du satellite, toutefois celle-ci comporte de nombreux points erronés. En effet, la figure 6.2b) représente la différence entre les mesures CS2 et SRTM après avoir filtré les points pour ne garder que ceux ayant un écho d’amplitude significative (les points pour lesquels le paramètre "backscatter", coefficient de rétrodiffusion en dB/100, délivré dans les données L2, est inférieur à 0). Le premier constat est que beaucoup de points ne sont en fait pas significatifs.

1. Pour le mode SARIN

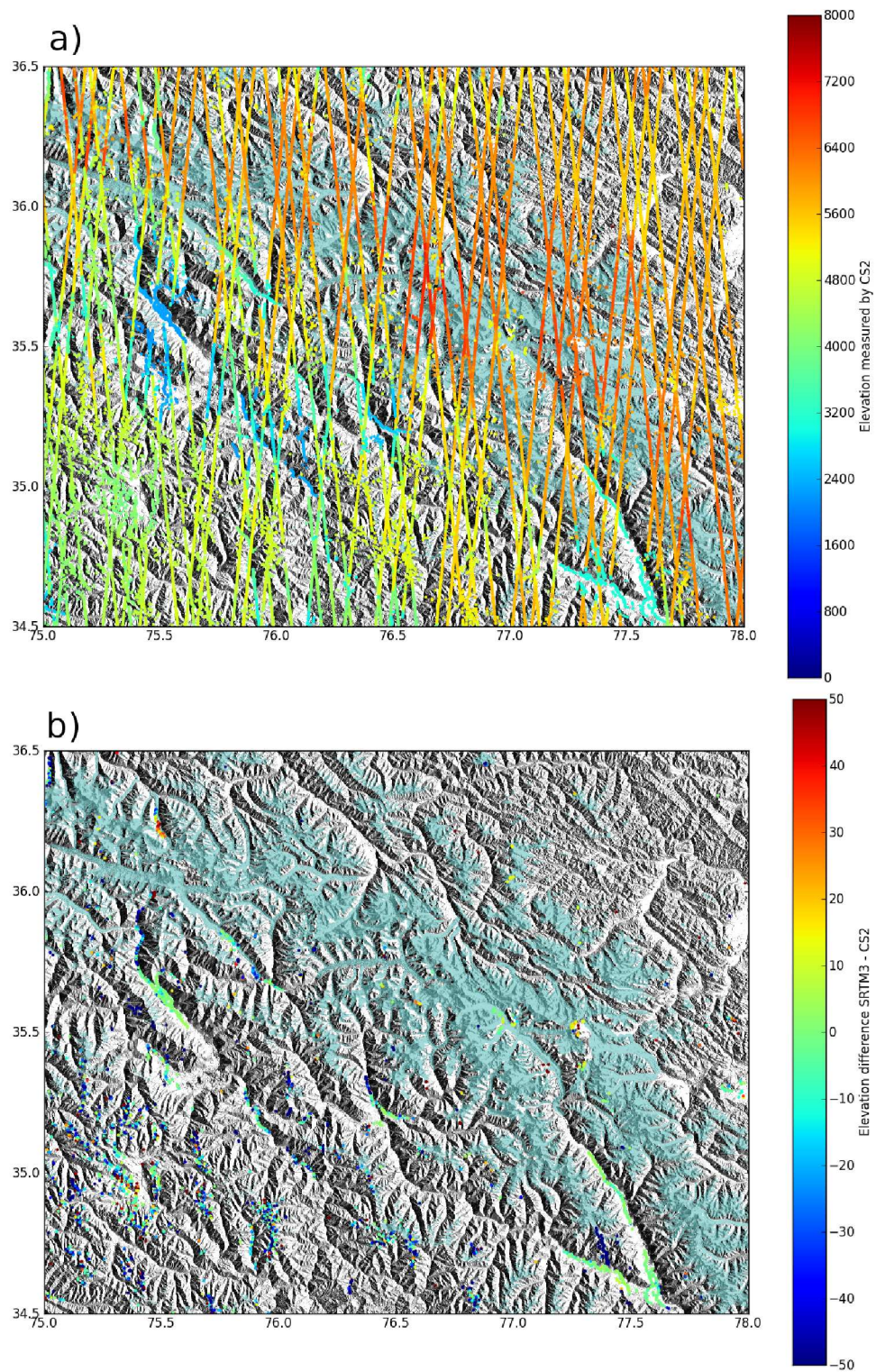


FIGURE 6.2 – Elévation brute mesurée par CS2 (a) et différence avec SRTM après avoir filtré les faibles échos (b) pour l'année 2012. En bleu clair sont représentés les masques des glaciers.

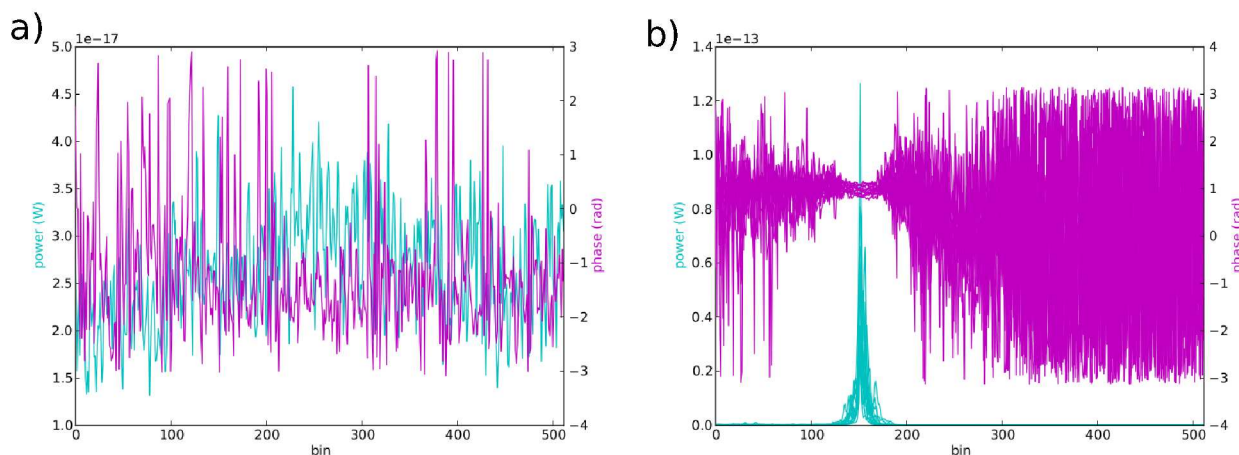


FIGURE 6.3 – Amplitude et différence de phase pour les régions marquées d'un point rouge (a) et bleu (b) sur la figure 6.5.

En analysant les formes d'onde correspondantes dans les fichiers L1b on remarque que l'écho enregistré n'est en fait que du bruit (figure 6.3a). Il existe cependant certaines zones, particulièrement des vallées importantes, où les points mesurés par CS2 semblent "coller" à la topographie et l'altitude mesurée est proche des valeurs du MNT SRTM. Pour ces points, la forme d'onde est très particulière, avec une amplitude très piquée et une bonne cohérence au moment du pic (figure 6.3b). Nous avons donc cherché à comprendre pourquoi la majorité des échos reçus sont si faibles et noyés dans le bruit alors que dans certains cas, nous avons un écho très distinct.

6.1.3 Régions imagées par CryoSat-2

Comme nous l'avons précisé, l'altimètre de CS2 ne mesure qu'une bande radiale d'environ 240 m. Cette bande est faible comparée au dénivelé que l'on peut rencontrer dans les Alpes ou le PKH, où le dénivelé dans un rayon de 15 km peut atteindre plusieurs milliers de mètres. Nous avons donc estimé les régions effectivement imagées par l'altimètre.

Méthode

Afin d'estimer ces régions, nous avons appliqué la méthode suivante (Figure 6.4) :

- calcul de la distance de la fenêtre d'acquisition de CS2 par rapport au satellite à partir des données des fichiers L1b ("window delay" et corrections géophysiques)
- estimation de la distance de la surface au satellite en utilisant un MNT *a priori* et la position du satellite fournie par les données L1b
- calcul de l'intersection des deux éléments précédents pour déterminer les régions imagées

Nous avons utilisé les données "baseline B", niveaux L1b et L2, délivrées par l'ESA, pour février 2012 et 2013 sur la région du Karakoram (74°E, 34,5°N to 78°E, 37°N). Le MNT utilisé a une résolution spatiale de 3" et est basé sur SRTM, complété et corrigé à partir des meilleures sources alternatives disponibles (<http://www.viewfinderpanoramas.org/>).

Résultats

Le résultat est représenté sur la figure 6.5 pour 2 passages de CS2 en février 2012 et un passage en février 2013. Dans certains cas, comme pour la zone marquée d'un point bleu, CS2 traque le fond de la vallée. Les échos proviennent donc tous d'une zone assez restreinte, ils sont donc nets et très cohérents entre plusieurs pulses successifs (figure 6.3b). L'altitude et la position du point sont donc

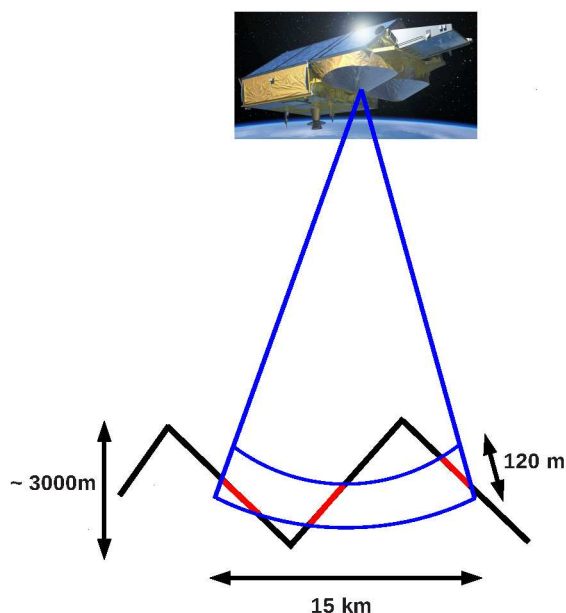


FIGURE 6.4 – Schéma expliquant la méthode utilisée pour déterminer les régions imagées par CS2 : la fenêtre d'acquisition de CS2 (bleu) est déterminée à partir des données L1b, l'intersection avec un MNT de référence (noir) donne les régions imagées (rouge).

bien estimées par les algorithmes de post-traitement. Au contraire, dans la zone marquée d'un point rouge, CS2 semble traquer à l'altitude des sommets et des crêtes. Les échos proviennent donc de régions très dispersées, ce qui explique qu'ils soient si bruités et peu cohérents. Il y a peu de chance avec un tel signal d'obtenir une altitude et une position précise.

Par ailleurs, on peut observer que la plupart des régions imagées se situent à l'altitude des sommets et des crêtes. Une première conséquence est que la plupart des glaciers ne sont pas imagés. La seconde conséquence est que les échos proviennent de régions très éparpillées, ce qui explique que l'écho mesuré ait une faible intensité et une faible cohérence. C'est la raison pour laquelle les mesures L2 sont pour la plupart incorrectes.

Enfin, l'analyse de la mesure effectuée après un cycle complet en février 2013 montre que dans les régions montagneuses, le tracking de la surface fluctue de manière importante, ce qui implique que les régions imagées sont différentes d'une année à l'autre (Figure 6.5 droite). Cela rend difficile le suivi de glaciers spécifiques.

Il faut noter néanmoins que plusieurs points ont été mesurés sur le glacier d'Hispar (vallée est-ouest) qui donnent des valeurs cohérentes comparées à SRTM. L'analyse des formes d'onde montrent que plusieurs pics d'intensité sont présents dans les échos provenant du glacier.

6.1.4 Perspectives

La solution idéale serait de modifier le fonctionnement intrinsèque du tracker à bord de CS2 pour le forcer à mesurer à l'altitude des vallées plutôt qu'au niveau de l'écho le plus proche. Ces considérations ont été transmises à l'ESA *via* une participation à une réunion de l'équipe de Calibration et Validation de CS2 (CVRT) en février 2013 et au congrès "Third CryoSat User Workshop" en mars 2013, qui a donné lieu à la publication d'un proceedings. Mais il est peu probable que l'ESA accepte de modifier les programmes à bord de CS2 au risque de compromettre la mission principale du satellite qui est de mesurer l'extension de la banquise arctique.

Il est néanmoins peut-être possible d'améliorer le post-traitement des données. Pour commencer, il serait intéressant pour les mesures valides, de modifier le traitement afin de ne pas estimer uniquement

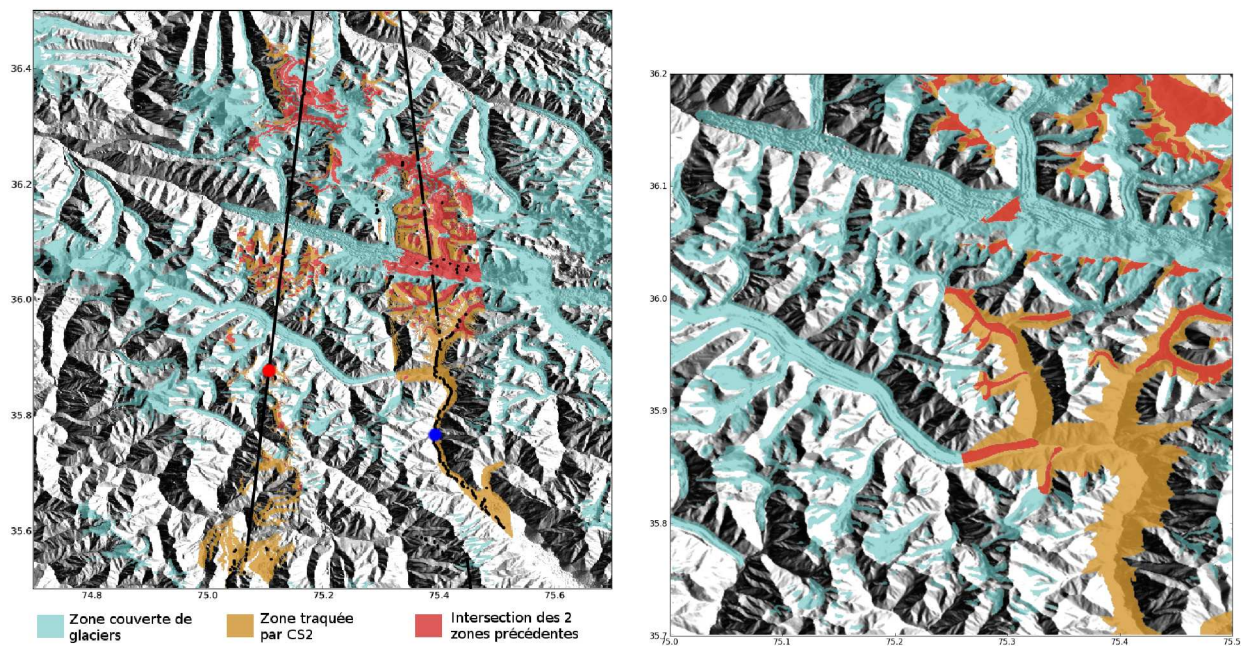


FIGURE 6.5 – Carte des glaciers et des zones traquées par CS2 lors de 2 passages du satellite en février 2012 (gauche) et 2013 (droite) pour une sous-région du Karakoram. Les points noirs représentent la position des points de mesure dans les fichiers L2.

l'altitude du point de plus proche approche (POCA), mais d'utiliser l'information de phase pour dérouler le signal comme c'est le cas en InSAR. Ce traitement appelé "swath processing" a déjà été effectué pour les inlandsis ou certaines calottes polaires (Hawley *et al.*, 2009; Gray *et al.*, 2013; McMillan *et al.*, 2013, www.stse-cryotop.org). Le traitement pourrait également être amélioré plus en amont, lors de l'étape de focalisation. Dans les régions montagneuses, deux pulses successifs peuvent imager des zones très différentes; en combinant ces deux mesures, on réduit la qualité du signal final au lieu de l'améliorer. Il serait donc intéressant de sélectionner les pulses avant la focalisation.

6.2 TanDEM-X

Cette section correspond pour une part importante aux travaux effectués par Romain Millan, étudiant de 3ème année de cycle ingénieur, lors de son stage de 4 mois co-encadré avec Etienne Berthier au LEGOS. En particulier, le choix des étapes de traitement et la production des Modèles Numériques de Terrain ont été initiés par Romain.

6.2.1 Introduction

La mission TanDEM-X (TDX), lancée le 21 juin 2010, est une extension de la mission TerraSAR-X permettant la construction de MNT haute résolution. Les deux satellites évoluent en formation proche, permettant une acquisition interférométrique "single-pass" qui minimise la décorrélation temporelle et les perturbations atmosphériques (*cf.* chapitre 2). La précision attendue du produit final délivré par le DLR (Deutsches Zentrum für Luft- und Raumfahrt, agence spatiale allemande) devrait être sans précédent pour un MNT global : une précision verticale inférieure à 2 m pour des pentes inférieures à 20 %, 4 m au delà. Ce nouveau jeu de données ouvre de nombreuses opportunités pour des applications en géosciences et particulièrement en glaciologie, avec la capacité à mesurer des variations de volume de glacier à haute résolution. Par exemple, des données TDX ont été utilisées pour mesurer des variations d'élévation par rapport à SRTM pour la calotte Purangogri au Tibet (Neckel *et al.*, 2013) ou le champ de glace sud de Patagonie (Jaber *et al.*, 2013).

TABLE 6.2 – Paires d'images TanDEM-X utilisées dans cette étude.

Date	Orbite	base perpendiculaire (m)	Altitude d'ambiguïté (m)	Incidence
13/05/2012	Ascendante	176,3	30,3	44°
24/05/2012	Ascendante	170,8	31,0	44°
01/02/2013	Ascendante	122,8	58,8	44°
21/10/2013	Descendante	80,4	63,7	37°
12/11/2013	Descendante	95,0	62,3	37°

Toutefois, dans les zones de montagne, la géométrie d'acquisition des images SAR rend l'utilisation de la technique InSAR difficile à implémenter. Dans ces régions, la mission TanDEM-X prévoit de combiner des acquisitions avec différentes lignes de base et des angles de visée différents afin de réduire le risque d'erreurs de déroulement de phase et limiter les trous liés aux ombres et recouvrements (Zink *et al.*, 2007). La stratégie choisie pour le déroulement de phase est une approche "dual-baseline" basée sur l'utilisation combinée d'une première année d'acquisitions avec une altitude d'ambiguïté (HoA) de 40-55 m et une seconde année avec une altitude d'ambiguïté plus faible d'environ 35 m (Rossi *et al.*, 2012; Lachaise *et al.*, 2012), afin de produire un MNT final de bien meilleure qualité. Néanmoins, la combinaison de plusieurs scènes acquises à des dates différentes n'est pas adaptée à des applications glaciologiques où des changements d'élévation rapides et saisonniers peuvent avoir lieu. A ce jour, la plupart des études glaciologiques utilisant les données TDX se sont focalisées sur des calottes, avec une topographie peu accidentée en comparaison des Alpes ou de l'Himalaya, et aucune étude n'a permis d'évaluer les limites et la précision du traitement D-InSAR des données TDX pour le suivi des glaciers de montagne. En particulier, la pénétration radar dans la neige et la glace est la source d'incertitude principale lorsque des données radar sont utilisées pour déduire des bilans de masse de glacier et peu d'informations sont disponibles à ce sujet.

Dans cette section, nous présentons les résultats du traitement interférométrique différentiel (D-InSAR) de scènes TanDEM-X, acquises entre mai 2012 et novembre 2013, pour produire cinq nouveaux MNT de la région du Mont-Blanc. Nous évaluons ensuite les incertitudes en comparant la variabilité entre les MNT multitemporels et un MNT haute résolution obtenu à partir d'images Pléiades acquises en 2012. Enfin, nous estimons la pénétration radar en bande X dans la neige et la glace et discutons la possibilité d'estimer des variations d'élévation saisonnières.

6.2.2 Données

La région étudiée est le massif du Mont-Blanc, qui contient des glaciers parmi les plus larges des Alpes, tels que la Mer de Glace (30 km²) et Argentière (Figure 6.7). La forte topographie qui caractérise cette région nous place dans des conditions très difficiles pour le traitement InSAR. Entre mai 2012 et octobre 2013, cinq paires d'images TDX ont été acquises sur cette région, avec des configurations à la fois ascendantes et descendantes, et des lignes de base différentes (Tableau 6.2). Nous avons utilisé les images de niveau "Co-registered Single look Slant range Complex" (CoSSC), qui sont déjà focalisées et dont l'image esclave est déjà recalé sur l'image maître. En raison de la topographie, l'étape de déroulement de phase est difficile et nous avons donc utilisé un MNT de référence à 4 m de résolution obtenu par photogrammétrie d'images Pléiades (Berthier *et al.*, 2014) acquises en août 2012 (appelé Pléiades 2012 par la suite). Un autre MNT Pléiades acquis en septembre 2013 et le MNT SRTM-C à 30 m de résolution (Farr *et al.*, 2007) ont également été utilisés pour l'analyse multitemporelle. L'ensemble des MNT utilisés est résumé dans le tableau 6.3. La précision verticale du MNT Pléiades est estimée à ± 1 m.

Une image Landsat 8 (LC81950282013188LGN00), acquise le 8 juillet 2013, a été utilisée pour masquer les zones de végétation pour l'alignement des MNT.

TABLE 6.3 – MNT de référence utilisés dans cette étude

Données/Mission	Date	Pas d'échantillonnage (m)
Pléiades	19/08/2012	4
Pléiades	20/09/2013	4
SRTM-C	Février 2000	90

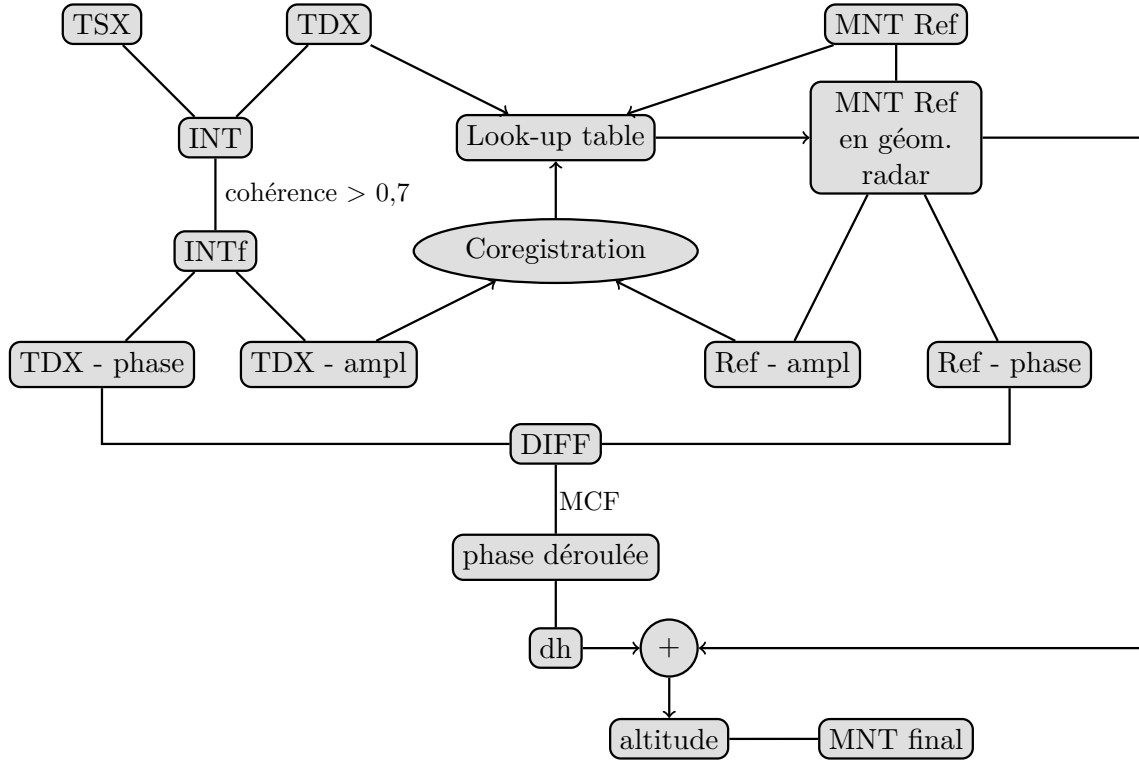


FIGURE 6.6 – Schéma présentant la méthode D-InSAR utilisée pour traiter les paires TDX.
 TSX/TDX : paire d'images TDX, INT(f) : interférogramme (filtré), ampl : amplitude, MNT Ref :
 MNT de référence, DIFF : interférogramme différentiel, dh : variations d'élévation (m)

6.2.3 Méthode

Génération des MNT

Les paires TDX ont été traitées par interférométrie radar différentielle (D-InSAR) avec le logiciel GAMMA (Werner *et al.*, 2000). Les étapes de la méthode sont les suivantes (résumées sur le schéma 6.6) :

- un interférogramme est calculé à partir des scènes TDX et filtré en éliminant les points de cohérence inférieure à 0,7,
- une table de conversion (look-up table) est déduite des informations orbitales afin de convertir les coordonnées de la géométrie radar à la géométrie sol,
- une image en amplitude et un interférogramme sont simulés à partir du MNT de référence Pléiades 2012, puis recalés aux scènes TDX en utilisant le module de corrélation en amplitude *offset_pwr_tracking*. Cette étape permet de raffiner la look-up table,
- l'interférogramme simulé est soustrait, modulo 2π , à l'interférogramme TDX afin de produire un interférogramme différentiel,
- la phase de celui-ci est déroulée en utilisant un algorithme de Minimum Cost Flow (MCF, Costantini (1998)),
- les différences de phase sont converties en mètres, ajoutées au MNT de référence et géocodées à l'aide de la look-up table.

Alignement des MNT

Les MNT produits sont ensuite alignés, verticalement et horizontalement, au MNT Pléiades 2012 en utilisant les points dans les zones stables. Tout d'abord, un décalage horizontal est corrigé en utilisant la méthode proposée par Nuth & Kääb (2011) en utilisant tous les points exceptés les zones de glacier. Afin de corriger une possible rampe résiduelle, due par exemple à une mauvaise correction des franges orbitales, nous calculons un polynôme de degré 1 à partir des résidus dans les zones stables :

$$dh(X, Y) = a_0 + a_1X + a_2Y \quad (6.1)$$

avec dh les variations d'élévation mesurées dans les zones stables, (X, Y) la position en ligne/colonne du pixel considéré et a_i les paramètres à ajuster par moindres carrés. Ce polynôme est ensuite soustrait en chaque pixel.

Les zones stables excluent les glaciers, la végétation et les points d'altitude supérieure à 2000 m pour les paires de février/mai et 3000 m pour les paires d'automne, c'est-à-dire des zones potentiellement recouvertes de neige. Enfin, les mesures qui dévient de plus de 100 m du MNT Pléiades sont éliminées.

Pour masquer la végétation, nous avons d'abord calculé le Normalized Difference Vegetation Index (NDVI) à partir des bandes Landsat 4 (B4) et 5 (B5) :

$$NDVI = \frac{B5 - B4}{B5 + B4} \quad (6.2)$$

Cet indice est compris entre -1 et 1 et caractérise la densité de la végétation. Nous avons masqué tous les points avec un $NDVI > 0.3$.

Enfin, en raison des nombreuses valeurs extrêmes dans la distribution des variations d'élévation, nous utilisons la médiane et la MAD comme estimateurs statistiques plutôt que la moyenne et l'écart-type, trop sensibles aux valeurs extrêmes.

6.2.4 Résultats

Tendances décennales

La différence entre le MNT TDX du 01/02/2013 et SRTM (Figure 6.7) permet d'observer l'ablation sur les langues terminales des principaux glaciers sur la période de 13 ans entre les deux acquisitions. Les résidus dans les zones non-englacées ont une MAD de 8,4 m, de l'ordre de l'incertitude du MNT SRTM-C (Farr *et al.*, 2007). Afin d'estimer l'erreur propre aux MNT TDX, nous avons calculé la différence entre chaque MNT TDX et Pléiades 2012 dans les zones non-englacées, résumées dans le tableau 6.4. Il y a un biais entre les MNT TDX acquis en février et mai et le MNT Pléiades acquis en août, probablement en raison du couvert neigeux. La MAD des résidus est de l'ordre de 3 m, similaire aux résultats obtenus par de précédentes études sur des glaciers (Neckel *et al.*, 2013). Les paires du 21/10/2013 et du 12/11/2013 ont des biais et une MAD plus faibles, cohérent avec le fait que les acquisitions ont une ligne de base plus petite et ont été effectuées à une période de l'année plus proche du MNT Pléiades.

Estimation de la pénétration

Grâce à des acquisitions proches de TDX 21/10/2013 et Pléiades en 2013 (29 jours de différence), nous avons pu estimer la pénétration du signal radar par différence entre les MNT optique et radar. La figure 6.8a montre que les deux MNT ont un très bon accord globalement, excepté dans les zones de végétation dense (bande rouge en haut à gauche de l'image) et en haute altitude (>3500 m), en particulier près du sommet du Mont-Blanc, où la pénétration peut atteindre 5-6 m. La pénétration

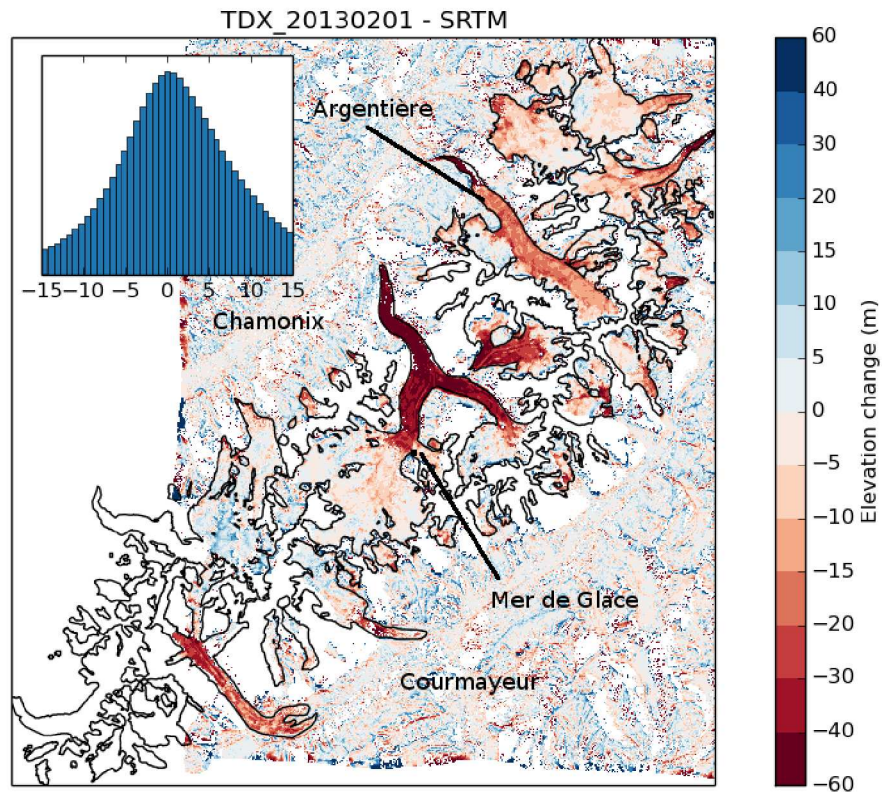


FIGURE 6.7 – Différences d'élévation entre le MNT TDX acquis le 01/02/2013 et SRTM. L'encart montre l'histogramme des résidus dans les zones non-englacées.

TABLE 6.4 – Statistiques des différences d'élévation entre les MNT TDX et Pléiades 2012 en dehors des zones englacées.

Pair TDX \ Référence	Pléiades 2012		
	Moyenne (m)	Médiane (m)	MAD (m)
13/05/2012	1.41	1.88	3.10
24/05/2012	1.16	1.56	2.97
01/02/2013	0.83	1.94	2.65
21/10/2013	-1.14	-0.07	1.92
12/11/2013	-1.33	-0.14	1.99

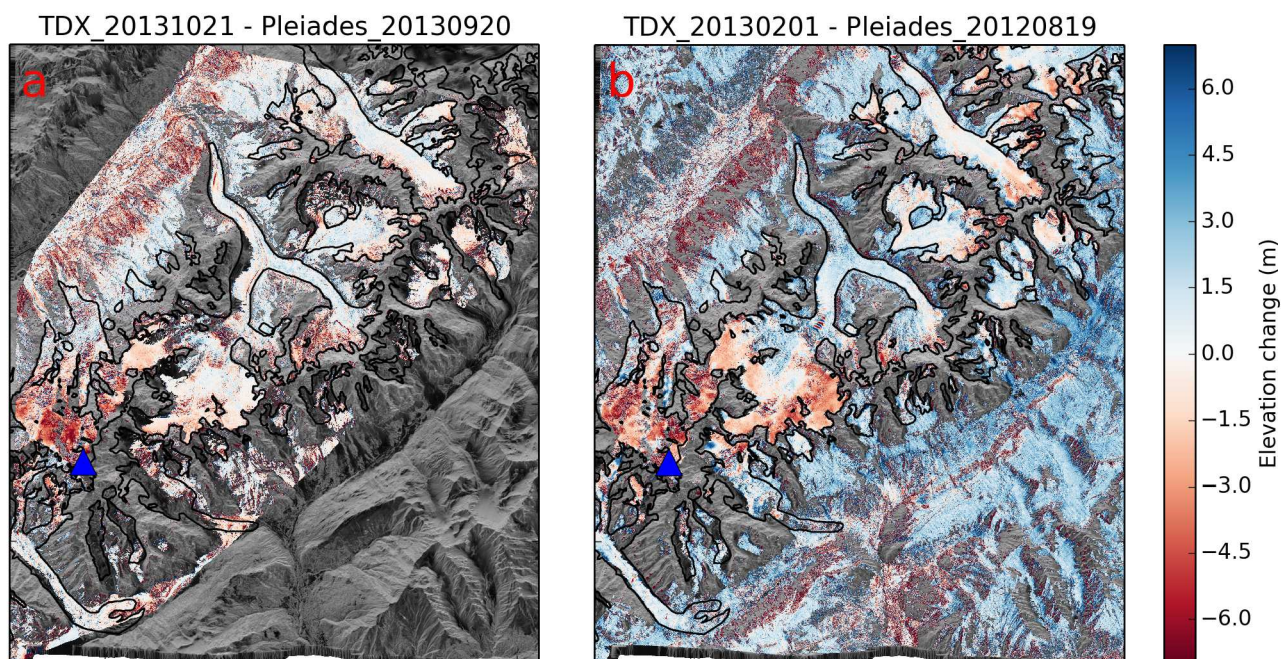


FIGURE 6.8 – Différences d'élévation entre le MNT TDX acquis le 21/10/2013 et Pléiades 2013 (a) et TDX 01/02/2013 et Pléiades 2012 (b). Le sommet du Mont-Blanc (4810m) est marqué par un triangle bleu. L'image de fond est un relief ombragé du MNT Pléiades 2012.

doit donc être prise en compte si des données TDX sont utilisées pour mesurer un bilan de masse de glacier, en particulier sur de courtes périodes.

Le MNT TDX 01/02/2013 a été acquis en hiver, 5,5 mois après le MNT Pléiades 2012. Parce que fin août la majorité de l'ablation a eu lieu sur le glacier et en raison des précipitations neigeuses en hiver, nous nous attendons à ce que les altitudes mesurées en février 2013 soient plus élevées qu'en août 2012. Sur les figures 6.8b et 6.9a, on observe en effet une différence d'élévation positive dans la gamme d'altitude 2000-3000 m en raison du couvert neigeux. En revanche, à plus haute altitude, le MNT TDX est plus bas que Pléiades sur les glaciers, ce qui signifie que le signal radar pénètre, jusqu'à environ 7 m de neige et de glace. La pénétration semble aussi concerner des altitudes plus basses, à partir d'environ 2500 m, ce qui est cohérent avec les conditions plus froides et plus sèches de février comparées à octobre.

La figure 6.9a montre les différences d'élévation dans les zones non englacées, entre Pléiades 2013 et chaque MNT TDX et Pléiades 2012 en fonction de l'altitude. En dessous de 2000 m, les MNT TDX sont en moyenne plus bas que le MNT Pléiades, car ce dernier se situe au niveau de la canopée, tandis que l'écho radar a pénétré tout ou partie de la végétation. A plus haute altitude, en dehors des zones englacées, les MNT d'octobre/novembre sont en bon accord avec Pléiades, dans une barre d'erreur de 1 m. Les MNT d'hiver en revanche sont plus élevés dans la zone 2000-3000 m en raison de la présence de neige, probablement humide ; au dessus de 3000 m, le signal radar pénètre dans la neige sèche et TDX tend à imager le sol, ce qui explique que la différence retombe à 0. Par ailleurs, les paires proches (13 mai - 24 mai et 21 octobre - 12 novembre) ont un bon accord entre elles. Quelques différences peuvent être observées pour les paires de mai aux environs de 4000 m, ce qui peut probablement s'expliquer par un changement de pénétration après une humidification de la neige. Le MNT d'octobre est légèrement plus élevé que le MNT de novembre à basse altitude, ce qui pourrait être dû à des changements de végétation à l'automne.

Variations d'élévation saisonnières

L'analyse des variations d'élévation saisonnières entre les différents MNT TDX doit être faite avec beaucoup de précautions en raison de la pénétration dans la neige et la glace à haute altitude. Néan-

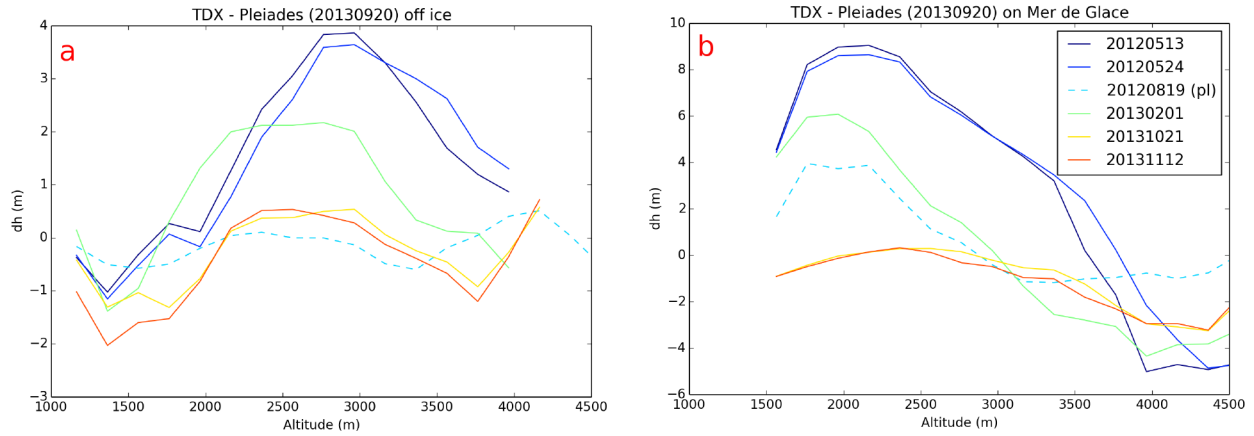


FIGURE 6.9 – Différences d’élévation entre le MNT Pléiades 2013 et chaque MNT TDX en fonction de l’altitude, en dehors des zones englacées (a) et sur la Mer de Glace (b)

moins, nous pouvons observer des changements saisonniers d’élévation sur la Mer de Glace (Figure 6.9b). En mai 2012, la surface de neige/glace était plus élevée de plusieurs mètres comparé à septembre 2013. Entre mai 2012 et août 2012 (Pleiades), nous observons un amincissement du glacier d’approximativement 3-4 m en dessous de 3000 m, en accord avec des résultats précédents (Berthier & Vincent, 2012). A plus haute altitude, la pénétration empêche d’estimer les variations réelles d’élévation. Une pénétration similaire est observée à haute altitude pour le MNT du 01/02/2013 alors qu’à basse altitude, le radar semble être réfléchi à la surface (probablement humide) de la neige et permet d’observer les variations d’élévation. Enfin, nous observons à nouveau l’amincissement du glacier entre août 2012 et octobre/novembre 2013 jusqu’à la ligne d’équilibre située à environ 3100 m (Rabatel *et al.*, 2013). Au dessus de 3500 m, la différence observée entre Pléiades 2013 et TDX est probablement liée à la pénétration de nouveau.

Impact du MNT de référence

Afin d’analyser l’impact du MNT de référence sur le MNT TDX final et notamment afin d’étudier l’applicabilité de la méthode à d’autres régions où un MNT haute résolution n’est pas disponible, nous avons effectué un traitement en utilisant SRTM comme référence. Les MNT produits ont été comparés directement en géométrie radar pour éliminer les problèmes de géocodage.

La figure 6.10 (a et b) montre les différences entre le MNT TDX du 24/05/2012 produit en utilisant SRTM comme référence TDM_{SRTM} et celui produit en utilisant Pléiades comme référence TDM_{Pl} : $dh = TDM_{Pl} - TDM_{SRTM}$. On observe des différences très larges, parfois supérieures à 100 m. En raison des zones d’ombre et de recouvrement, des parties de l’interférogramme après filtrage peuvent se retrouver déconnectées des autres parties de l’image. Pour ces zones, en l’absence de référence, il est difficile d’estimer le bon multiple de 2π à ajouter à la phase après déroulement pour obtenir l’altitude absolue. Sur l’histogramme de la figure 6.10b, on peut voir que les différences prennent des valeurs quasiment discrètes et multiples de l’altitude d’ambiguïté.

Dans notre cas, ayant un MNT de référence suffisamment proche de TDX, nous avons pu corriger le MNT TDX en choisissant le multiple de 2π qui donnait une valeur de différence la plus proche de 0. Cette méthode ne peut être appliquée qu’à condition que les variations d’élévation attendues soient inférieures à la moitié de l’altitude d’ambiguïté de la paire étudiée. L’histogramme des différences d’élévation après correction est représenté sur la figure 6.10c. Cette méthode est appliquée à chaque paire TDX afin de calculer les distributions des dh , résumées dans le tableau 6.5. Ces différences n’ont pas de biais importants, ce qui signifie qu’il n’existe pas d’erreur systématique (en dehors des erreurs de multiples de 2π). Toutefois, les écarts entre les deux MNT oscillent entre 0,9 et 1,6 m, selon l’altitude d’ambiguïté (HoA) de la paire étudiée. Le rapport entre l’erreur et l’altitude d’ambiguïté est quasiment constant et inférieur à 3 %. Il est donc en théorie possible d’utiliser un MNT basse

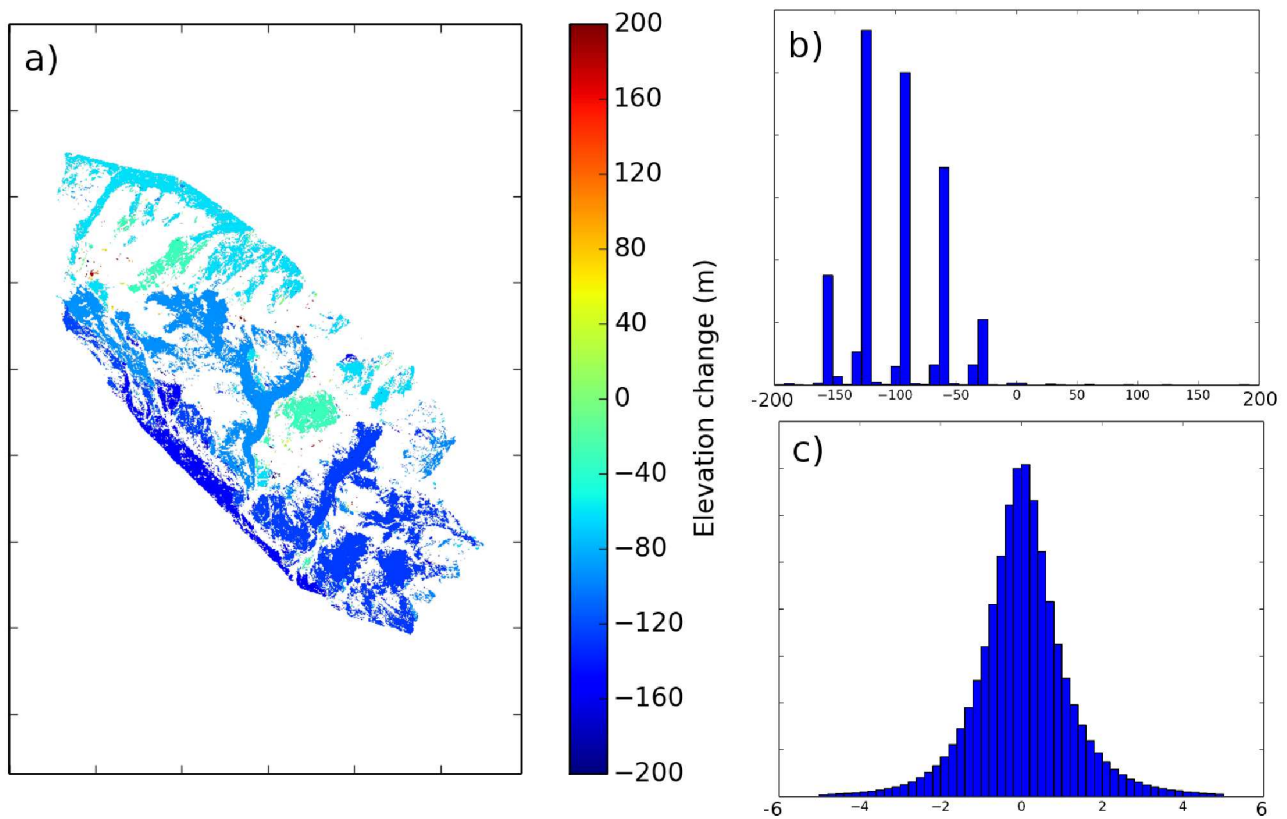


FIGURE 6.10 – Différences d'élévation entre le MNT TDX obtenu à partir de Pléiades TDM_{Pl} et le MNT TDX obtenu à partir de SRTM TDM_{SRTM} pour la paire du 24/05/2012 : en géométrie radar, avant correction (a), histogramme de ces différences avant correction (b) et après correction (c).

TABLE 6.5 – Différences d'élévation entre les MNT TDX obtenus en utilisant Pléiades 2012 ou SRTM comme référence pour l'étape de déroulement de phase.

	13/05/2012	24/05/2012	01/02/2013	21/10/2013	12/11/2013
Médiane (m)	0.02	0.02	0.01	-0.06	-0.05
MAD (m)	0.91	0.92	1.45	1.59	1.60
MAD/HoA	0.030	0.029	0.025	0.024	0.025

résolution tel que SRTM comme référence pour le traitement des paires TDX, avec les limitations citées plus haut. Une façon de limiter les erreurs d'ambiguïté peut être d'éviter l'étape de filtrage qui va isoler des zones de l'image et d'effectuer un déroulement de phase pondéré par la cohérence, mais ce traitement n'a pas encore été effectué au moment de la rédaction de cette thèse.

6.2.5 Conclusions et perspectives

Dans cette section, nous avons obtenu 5 nouveaux MNT de la région du Mont-Blanc à partir de données TDX acquises entre mai 2012 et novembre 2013. Un MNT Pléiades haute résolution a été utilisé pour faciliter l'étape de déroulement de phase et la précision verticale a été estimée dans les zones stables à environ 2-3 m, selon la saison et la géométrie de l'acquisition. TanDEM-X a donc le potentiel de fournir des MNT récents comme alternative à des capteurs optiques tels que Pléiades, avec les bénéfices d'une couverture quasi-globale et une opération par tous temps, mais la pénétration du signal radar dans la neige et la glace doit être prise en compte. La comparaison avec Pléiades montre qu'elle peut atteindre 5-6 m en octobre mais est limitée à des altitudes supérieures à 3500 m dans les Alpes. La paire de février montre une pénétration qui peut atteindre 7 m et à des altitudes plus basses

(>2500 m), en raison des conditions plus sèches. En dessous de cette altitude, TDX mesure la surface de la glace/neige et semble adapté à l'étude des variations saisonnières. Cela nous a permis d'observer les variations d'élévation sur les langues terminales des glaciers à des périodes intra-annuelles, mais une comparaison avec des données de terrain est nécessaire pour valider ces observations. Néanmoins, la couverture neigeuse et la pénétration rendent l'alignement entre les MNT plus difficile et il peut être intéressant d'utiliser des points de contrôle obtenus à partir de mesures GPS ou ICESat pour raffiner l'alignement. Enfin, cette étude a été conduite avec l'utilisation d'un MNT Pléiades haute résolution et limite l'application à d'autres régions du globe. Nous avons montré que l'utilisation d'un MNT de référence plus basse résolution impactait peu la qualité du résultat final, mais rend l'étape de déroulement de phase plus complexe et nécessite de développer une méthodologie plus robuste.

6.3 Conclusions

Dans ce chapitre, nous avons analysé le potentiel de deux systèmes satellites récents pour l'étude des variations de volume des glaciers de montagne : CryoSat-2 et TanDEM-X. Ces deux systèmes radars ont l'avantage de fonctionner quelle que soit la couverture nuageuse et d'avoir une couverture annuelle quasi-globale.

Concernant CryoSat-2, nous avons montré que le système de tracking de la surface n'était pas adapté aux fortes variations d'altitude de massifs montagneux tels que les Alpes ou l'Himalaya. La plupart des mesures enregistrées par CS2 au-dessus de ces régions sont donc sans intérêt pour l'étude des glaciers. Néanmoins, quelques mesures existent et un meilleur traitement de ces données en amont pourrait permettre d'obtenir quelques données intéressantes sur la période 2010-2015 où aucun autre satellite altimétrique n'est en activité.

Concernant TanDEM-X, nous avons obtenu de très bons résultats en utilisant un MNT de référence haute résolution obtenu à partir d'images Pléiades. Nous avons estimé la pénétration du radar dans la neige et glace jusqu'à 7 m en haute altitude (>2500-3500 m selon la saison) dans les Alpes. Celle-ci doit donc être prise en compte dans le calcul des bilans de masse de glacier utilisant ces données. Nous n'avons pas pu obtenir de résultats satisfaisants en utilisant uniquement un MNT global moyenne résolution comme SRTM. Mais en utilisant les résultats obtenus avec Pléiades, nous avons tout de même pu estimer l'incertitude d'élévation liée au choix du MNT de référence à moins de 3 % de l'altitude d'ambiguïté.

Conclusions et perspectives

Au cours de cette thèse, nous nous sommes attachés à développer des méthodes qui mettent à profit les archives satellites disponibles afin d’analyser l’évolution temporelle de la dynamique des glaciers de montagne. La contribution de cette thèse s’articule donc autour de deux éléments :

- une contribution **méthodologique** au développement de stratégies permettant de mesurer des champs de vitesses annuelles à des échelles régionales à partir d’une archive complète,
- une contribution **glaciologique** par l’analyse des variations de vitesse de l’ensemble des glaciers des Alpes et du Pamir-Karakoram-Himalaya (PKH) sur les 15 dernières années.

Synthèse méthodologique

D’un point de vue méthodologique, nous avons proposé une stratégie permettant de produire des champs de vitesse robustes sur de larges régions à partir d’une archive satellitaire complète. Elle se base sur des méthodes de corrélation d’images satellites mises en oeuvre par la communauté scientifique depuis une dizaine d’années (Kääb, 2005; Berthier *et al.*, 2005; Scherler *et al.*, 2008; Heid & Kääb, 2012a). La contribution de cette thèse réside dans l’optimisation de chaque étape de la chaîne pour l’étude des glaciers de montagne ainsi que dans l’utilisation de l’ensemble de l’archive de données pour réduire et estimer l’incertitude, alors que les études précédentes ont utilisé des paires d’images sélectionnées manuellement. Dans cette stratégie, toutes les paires d’images possibles sont formées, soumises à des étapes de pré-traitement afin d’améliorer la qualité des images, puis corrélées afin de produire un nombre important de champs de vitesse. Ces champs de vitesse sont ensuite combinés en utilisant la redondance temporelle et spatiale des mesures afin d’augmenter la couverture spatiale et de réduire l’incertitude des champs de vitesse obtenus. Nous avons également pu estimer statistiquement l’incertitude sur le résultat final, qui permet de sélectionner efficacement les résultats pour une utilisation ultérieure. La réduction et l’estimation de l’incertitude est particulièrement importante pour l’étude des variations de vitesse puisque les variations que l’on cherche à observer peuvent être de l’ordre de grandeur de l’incertitude de mesure. Cette stratégie a été appliquée avec succès à l’ensemble de l’archive Landsat sur les Alpes et le PKH pour produire des champs de vitesses annuelles. Au delà de cette thèse proprement dite, cette stratégie de traitement a donné lieu à des collaborations sur les régions du Svalbard (McMillan *et al.*, 2014) et du Groenland (Tedstone *et al.*, 2015). Cette stratégie peut également être facilement implémentée à d’autres archives telles que les données ASTER et Sentinel-2. Elle peut également être envisagée pour les données TerraSAR-X, SPOT ou Pléiades bien que l’acquisition non-systématique limite les bénéfices de la stratégie proposée.

Nous avons mis en évidence que la qualité et la résolution des 43 ans d’archive Landsat donnent des résultats très inégaux. Les images des missions 1 à 3, avec une résolution de 60 m et de nombreux défauts ne permettent pas d’estimer quantitativement les vitesses pour une majorité de glaciers. Par ailleurs, la résolution de l’image a un impact important sur les vitesses obtenues. Pour cette raison, les résultats obtenus avec les images Landsat à 30 m de résolution ne sont pas directement comparables avec les résultats des images à 15 m.

Nous avons ensuite développé deux approches d’analyse des variations relatives de vitesse des glaciers à des échelles régionales. Nous avons déterminé un critère permettant de discriminer les variations significatives par rapport à l’incertitude de mesure. Ce critère montre que de manière générale,

l'incertitude actuelle ne permet pas d'observer les variations de vitesse pour les glaciers de petite taille ($<5 \text{ km}^2$) et de vitesse faible ($<10 \text{ m/an}$). Une résolution d'images plus élevée est très probablement nécessaire pour observer efficacement la dynamique de ces glaciers.

Enfin, nous avons étudié le potentiel de deux systèmes satellitaires récents susceptibles de produire des mesures de variations d'élévation des glaciers : CryoSat-2 et TanDEM-X. Ces deux systèmes radar ont l'avantage de fonctionner quelle que soit la couverture nuageuse et d'avoir une couverture annuelle quasi-globale. Concernant CryoSat-2, nous avons montré que le système de tracking de la surface n'était pas adapté aux fortes variations d'altitude de massifs montagneux tels que les Alpes ou l'Himalaya. Ces considérations ont été prises en compte par l'ESA et des solutions ont été envisagées. Néanmoins, quelques mesures existent et un meilleur traitement de ces données en amont pourrait permettre d'obtenir quelques données intéressantes sur la période 2010-2015 où aucun autre satellite altimétrique n'est en activité. Concernant TanDEM-X, nous avons pu produire cinq nouveaux Modèles Numériques de Terrain du massif du Mont-Blanc avec une précision de $\pm 3 \text{ m}$ grâce à l'utilisation d'un MNT de référence haute résolution obtenu à partir d'images Pléiades. Nous n'avons pas pu obtenir de façon systématique des résultats satisfaisants en utilisant uniquement un MNT global moyenne résolution (30 m) comme SRTM. Un développement méthodologique est donc nécessaire afin de produire des MNT robustes à partir d'une paire SAR et d'un MNT global. Nous avons toutefois montré que le résultat final dépend peu du MNT de référence, avec des variations de $\pm 1\text{-}2 \text{ m}$, inférieures à l'incertitude de mesure.

Synthèse glaciologique

D'un point de vue glaciologique, nous avons produit les premiers champs de vitesse de surface des glaciers pour l'ensemble du PKH et des Alpes sur une période d'environ 15 ans. C'est un résultat précieux pour de nombreuses applications. Les vitesses de surface permettent de contraindre des modèles de glaciers afin d'estimer par exemple le volume (Huss & Farinotti, 2012) ou l'évolution future des glaciers (Jouvet *et al.*, 2011; Shea *et al.*, 2015) et leur contribution au cycle hydrologique (Immerzeel *et al.*, 2013). Ce sont également des variables importantes pour l'estimation de l'érosion sous-glaciaire (Scherler *et al.*, 2011a) ou de l'évaluation du risque associé aux glaciers (Bolch *et al.*, 2008).

L'analyse des variations de vitesse sur la période 1999-2015 a montré que la majorité des glaciers des Alpes et du PKH ont ralenti sur cette période. Les variations spatiales observées sont très cohérentes avec les motifs observés pour les variations d'épaisseur. Il semble donc que les variations de vitesse soient conditionnées au premier ordre par un signal climatique. En particulier, les glaciers du Karakoram et du Kunlun qui sont stables ou gagnent de la masse sur cette période montrent également des signes d'accélération, alors que les zones d'amincissement le plus important (Himalaya occidental, Nyenchen Tangla, Alpes) sont celles où le ralentissement observé est le plus fort. Toutefois, le lien avec les variations d'épaisseur n'est pas suffisamment fort pour estimer avec une précision suffisante le bilan de masse des glaciers à partir des variations de vitesse. En effet, ces variations de vitesse sont également sensibles à des paramètres intrinsèques des glaciers tels que la taille, la pente, la nature du socle rocheux ou le régime thermique, bien que nous n'ayons pas pu mettre en évidence de relation claire entre ces différents paramètres.

Enfin, le fait que les glaciers ralentissent majoritairement est un résultat important. Avec l'augmentation de l'ablation de surface des glaciers, deux scénarios sont envisageables. Soit l'eau de fonte, présente en plus grande quantité, s'infiltre sous le glacier où elle tend à lubrifier le socle rocheux et augmenter le glissement basal, donc la vitesse d'écoulement du glacier. Soit, en raison d'une diminution de la masse, la force d'entraînement qui contraint le glacier à s'écouler vers l'aval diminue et donc le glacier ralentit. Il semblerait que ce soit le deuxième scénario qui se produise, ce qui a été également observé par d'autres études sur d'autres régions (Heid & Kääb, 2012b; Burgess *et al.*, 2013b). Avec le ralentissement des glaciers, c'est donc le flux de glace vers l'aval qui diminue, ce qui signifie que la quantité de glace à basse altitude, où l'ablation est plus élevée, s'en trouve réduit. Les glaciers ont donc une résistance plus importante aux changements climatiques que dans le cas du premier scénario.

Perspectives

Lors de cette thèse, nous avons contribué à répondre à un certain nombre de problématiques, mais de nombreux points restent encore à développer ou à élucider, que ce soit sur un plan méthodologique ou glaciologique.

En ce qui concerne la méthodologie, nous avons fait le choix d'utiliser des méthodes relativement simples tant à l'étape de corrélation d'images qu'à l'étape de fusion des champs de vitesse, pour des raisons de temps de calcul et de contraintes logicielles.

Au niveau de l'étape de corrélation, il serait intéressant d'utiliser des fenêtres de corrélation adaptatives, comme proposé par exemple par Debella-Gilo & Kääb (2012), qui prennent en compte le bruit intrinsèque et la résolution de l'image ou encore la taille et l'orientation des glaciers. Les vitesses mesurées sont très dépendantes de la taille de la fenêtre de corrélation et il est important d'avoir une fenêtre la plus petite possible afin de suivre les structures les plus stables possible dans le temps. En choisissant des fenêtres dont la taille et la forme sont paramétrables indépendamment, il serait possible d'ajuster les fenêtres de corrélation de manière optimale en chaque point de l'image. Enfin, au prix d'une charge de calcul importante, une approche multi-résolution à l'aide de transformées en ondelettes permettrait d'optimiser la corrélation dans un espace de représentation qui épouse les formes et tailles variables des glaciers. Nous avons également choisi de ne pas masquer les zones en dehors de glaciers lors de la corrélation, ce qui peut induire des erreurs pour les fenêtres de corrélation situées à cheval sur et en dehors du glacier. Ce choix a été fait en raison de la qualité insuffisante des masques disponibles au moment de la thèse, en particulier sur le PKH. Avec l'amélioration de ces masques, il serait souhaitable de masquer les zones hors-glaciers, bien que cela nécessite de connaître les contours de glaciers pour chaque période de temps. Par ailleurs, nous avons montré que les images Landsat infrarouge et proche-infrarouge donnent les meilleurs résultats en raison d'une faible saturation sur les glaciers, mais que la résolution de l'image panchromatique donne des résultats plus proches des mesures de terrain. Utiliser des techniques de pansharpening (Song *et al.*, 2015) afin d'améliorer la résolution des bandes infrarouges permettrait de conserver les meilleures caractéristiques de chaque bande. Enfin, les images orthorectifiées (comme les images Landsat de niveau L1T) ont été rééchantillonnées lors de l'étape d'orthorectification, ce qui a nécessairement modifié la radiométrie initiale. Il serait donc préférable de travailler directement sur les images superposées, mais non rééchantillonnées, puis d'effectuer les étapes de correction du terrain et de géocodage ensuite.

Lors de l'étape de fusion, nous avons misé sur la quantité de données afin d'éliminer efficacement les valeurs aberrantes, toutefois des méthodes plus avancées sont envisageables. Pour commencer, il serait intéressant de déterminer la taille des fenêtres à la fois spatiales et temporelles de manière adaptatives plutôt que des fenêtres fixes (généralement 3 ans et un voisinage spatial de 170 ou 340 m dans notre étude). Ce choix pourrait être effectué en fonction du nombre de paires disponibles, de la qualité de la corrélation et de l'incertitude maximale souhaitée. Ensuite, en ne conservant qu'une valeur finale (la médiane), nous perdons une quantité importante d'information. Des méthodes d'inversion en série temporelle, comme celles utilisées en InSAR (Lanari *et al.*, 2007), permettraient de sélectionner les déplacements qui sont cohérents le long de la série temporelle plutôt que de sélectionner les points sur un critère technique (seuil en SNR). Ceci permettrait, de plus, d'estimer les variations intra-annuelles des champs de vitesse.

D'un point de vue glaciologique, nous sommes dans une situation plutôt favorable puisque pour la première fois, nous disposons à la fois de variations de vitesse et d'épaisseur de glaciers sur une ou plusieurs décennies et sur des régions entières. Toutefois, ces variations sont étroitement liées à l'épaisseur du glacier et à la vitesse de glissement basal pour le calcul des flux de masse, variables qui sont actuellement inconnues à des échelles régionales.

L'épaisseur pourrait potentiellement être mesurée grâce à des sondages radar aéroportés (Fretwell *et al.*, 2013) ou héliportés (Gilbert *et al.*, 2015) utilisant des grandes longueurs d'onde ($\lambda \sim 1\text{-}10$

m), bien que la présence fréquente d'eau liquide et de crevasses dans les glaciers tempérés limite la faisabilité de telles méthodes. Afin d'estimer un paramètre en fonction des autres, il est donc nécessaire de faire des hypothèses, soit sur le bilan de masse spécifique (Huss & Farinotti, 2012), soit sur la contrainte de cisaillement basal (Haeberli & Hölzle, 1995), soit sur le profil vertical du taux de déformation (Gudmundsson & Bauder, 1999; Kääb, 2000). La connaissance des vitesses de surface permet de mieux contraindre ces modèles et de relâcher les hypothèses sur les flux ou le glissement basal. Par ailleurs, une meilleure connaissance des données météorologiques (en particulier température et précipitations) permettrait de mieux estimer l'accumulation et l'ablation et donc les flux de glace. Les données actuelles ne sont pas disponibles à des résolutions spatiales suffisamment fines et surtout à l'altitude des glaciers. Il est donc primordial de développer le réseau de stations météorologiques dans les régions où sont situés les glaciers.

Il n'existe actuellement aucune méthode pour mesurer le glissement basal par télédétection. Seuls quelques systèmes comme celui installé sous le glacier d'Argentièrè permettent de mesurer ce paramètre. Néanmoins, si l'épaisseur et la vitesse du glacier sont connues, il est possible d'estimer le glissement basal à partir de modèles théoriques (Vincent *et al.*, 2000).

Après une première analyse régionale des vitesses et variations de vitesse présentée dans cette thèse, il sera donc indispensable d'étudier les résultats à des échelles plus petites, pour quelques glaciers particuliers où les observations sont en nombre suffisant pour en comprendre la dynamique.

Table des figures

1.1	Répartition des ressources en eau (tiré du site de Sylvain Coutterand – www.glaciers-climat.com)	5
1.2	Répartition des glaciers sur le globe. Les ronds rouges représentent le bilan de masse régional des glaciers sur la période 2003-2009 et les ronds bleus l'aire des glaciers, avec en bleu claire la proportion de glaciers à terminaison marine (TW) (Gardner <i>et al.</i> , 2013).	6
1.3	Conséquences d'une crue glaciaire dans le village de Halji, à l'ouest du Népal	8
1.4	Séracs sur le glacier de l'Argentière dans le massif du Mont-Blanc	9
1.5	Schéma d'un glacier : la zone d'accumulation est la zone où le bilan de masse spécifique b est positif et où le névé persiste toute l'année. La glace s'écoule ensuite vers la zone d'ablation en emportant avec elle des débris qui vont former la moraine. La fonte de la glace peut entraîner la formation d'un lac glaciaire (Gardelle, 2012).	10
1.6	Définition des principales composantes du bilan de masse et son cycle annuel, pour un glacier des Alpes (d'après Berthier (2005))	11
1.7	Composantes du tenseur des contraintes s'appliquant sur un cube élémentaire (Schäfer, 2007)	12
1.8	Schéma d'une section de glacier (Cuffey & Paterson, 2010)	13
1.9	Vitesse de surface mesurée le long de la ligne centrale du glacier McCall en Alaska (extrait de Rabus & Echelmeyer (1997))	14
1.10	Forces gravitationnelles composant la force d'entraînement : (a) composante du poids parallèle à la pente (b) gradient des forces de pression (c) combinaison des deux (Cuffey & Paterson, 2010)	15
1.11	Bandes de Forbes sur la Mer de Glace, ces alternances de glace claire et sombre, montrant la forme d'ogive typique de l'écoulement de la glace (Photo issue du site internet de GLACIOCLIM)	16
1.12	Profil verticaux de vitesse théoriques pour différentes valeurs de n et mesurés (a) pour le glacier de Worthington et (b) les régions polaires (Figure 8.8 de Cuffey & Paterson (2010))	17
1.13	Réponse d'un glacier à une augmentation du bilan de masse (trait plein avant, tiré après) : le glacier s'épaissit et le front avance (Cuffey & Paterson, 2010)	20
1.14	Photographies aériennes du glacier de Varigated, Alaska, avant (29/08/1964) et après (22/08/1965) une surge (Photographies de Austin Post, NSIDC)	21
1.15	Zone d'ablation du glacier de Changri Nup, dans la région de l'Everest, entièrement recouverte de débris dont la taille varie du millimètre à la dizaine de mètres.	22

1.16	Relation entre l'altitude de la ligne d'équilibre et le bilan de masse (1994-2002) pour 3 glaciers des Alpes (r^2 : coefficient de détermination de la régression linéaire) Rabatel <i>et al.</i> (2005)	23
1.17	Méthode glaciologique de mesure de bilan de masse dans la zone d'accumulation (à gauche) et d'ablation (à droite) pour le bilan hivernal et le bilan annuel dans l'hémisphère nord. Le bilan estival s'obtient par différence des deux. D'après Berthier (2005)	24
1.18	Relation entre volume et aire de 144 glaciers (cercles). Cette relation est ajustée par une relation de la forme $V = cA^\gamma$ avec $\gamma = 1.36$ et un coefficient de détermination $R^2 = 0.99$ (trait noir) (Bahr <i>et al.</i> , 1997)	26
1.19	(a) Vitesse horizontale et variations d'épaisseur du glacier de Gruben sur la période 1973-92 (b) Bilan de masse calculé pour le glacier de Gruben à partir de la condition cinématique (trait plein) et mesuré sur le glacier voisin de Gries (pointillé) pour comparaison, d'après (Kääb, 2000). On observe un bon accord entre les bilans de masse calculé et mesuré. Les variations d'épaisseur sont concomitantes avec les variations de bilan de masse à haute fréquence, alors que la tendance générale s'explique par une réduction de la vitesse d'écoulement.	28
2.1	Image du massif du Mont-Blanc acquises par TerraSAR-X en 2008 en configuration descendante permettant de voir l'"effet relief" des images SAR (Fallourd, 2012)	34
2.2	Schéma des différentes distorsions géométriques dans la visée radar : (1) zone de compression, (2) zone de recouvrement, (3) zone de repliement, (4) zone de dilatation et (5) zone d'ombre (FG) et d'ombre portée (GH) (Fallourd, 2012)	36
2.3	Vitesse d'écoulement des glaciers du Karakoram obtenu par corrélation d'images ASTER (Copland <i>et al.</i> , 2009)	39
2.4	Exemple de franges d'interférences sur le glacier de Black rapids en Alaska (issu de Rabus & Fatland (2000))	40
3.1	Variations de longueur de plusieurs glaciers alpins de 1870 à 2002 (Vincent <i>et al.</i> , 2005)	46
3.2	Ensemble des bilans de masse glaciologiques mesurés dans les Alpes (WGMS 2013) depuis 1945 par période de 5 ans. Les traits rouges donnent la médiane, les rectangles bleus représentent les 1er et 3ème quartiles et les croix sont les valeurs en dehors de cet intervalle. La période couverte par les études est représentée en traits noirs en bas de la figure et le nombre de mesures par période est donné en bleu, en haut de la figure. .	47
3.3	Bilan de masse cumulé de différents glaciers des Alpes suisses, classés par taille décroissante (Huss <i>et al.</i> , 2015)	48
3.4	Bilan de masse centré cumulé hivernal (a) et estival (b) des glaciers de Sarennes et Claridenfirn par rapport à la période 1954-1981 (Vincent <i>et al.</i> , 2004)	49
3.5	Vitesse de surface mesurées <i>in-situ</i> pour différents glaciers des Alpes sur la période 1952-1999 (Span & Kuhn, 2003)	49
3.6	Ablation observée sur le glacier de Sarennes (haut) et glissement basal estimé pour le glacier voisin de Saint-Sorlin (bas) sur la période 1957-1997. Une relation semble exister entre les deux à des échelles pluri-annuelles (Vincent <i>et al.</i> , 2000).	51
3.7	Carte de la région du Pamir-Karakoram-Himalaya (PKH). Les pays sont délimités en traits noirs et annotés en noir majuscule (TADJI. : Tadjikistan), les rivières en traits bleus, annotées en bleu. Les sous-régions du PKH sont délimitées en marron, avec les noms inscrits en noir minuscule (H. : Himalaya). Quelques lieux spécifiques souvent mentionnés dans le manuscrit sont indiqués en rouge.	52

3.8	(a) Répartition spatiale des précipitations annuelles dans la région du PKH, (b) Distribution des précipitations mensuelles pour plusieurs zones (Gardelle, 2012). Données issues du projet APHRODITE (Yatagai <i>et al.</i> , 2012) et moyennées sur la période 1951-2007.	54
3.9	Pourcentage de glaciers étudiés en Himalaya dont le terminus avance (blanc), est stable (noir) ou en retrait (piqueté) par décennie de 1810 à 1970, à l'exception des glaciers qui surgent (Mayewski & Jeschke, 1979)	55
3.10	Ensemble des bilans de masse glaciologiques mesurés au Pamir-Karakoram-Himalaya (WGMS 2013) par période de 5 ans. Les traits rouges donnent la médiane, les rectangles bleus représentent les 1er et 3ème quartiles et les croix sont les valeurs en dehors de cet intervalle. La période couverte par les études est représentée en traits noirs en bas de la figure et le nombre de mesures par période est donné en bleu, en haut de la figure. .	56
3.11	Tendance des variations d'épaisseur des glaciers du PKH sur la période 2003-2008. Les données sont représentées sur une grille de 1°x1° avec une moyenne glissante de 2°x2°. Les points noirs représentent les empreintes ICESat sur les glaciers. La taille des cercles est inversement proportionnelle à l'erreur standard à 68 % et les cellules avec un rond gris ne sont pas statistiquement significatives (Kääb <i>et al.</i> , 2015).	57
3.12	Profils de vitesse de surface de 3 glaciers type en Himalaya et profils d'altitude (A) glacier Duofeng au Kunlun, avec une pente douce, une vitesse régulière et une couverture de débris très faible (B) glacier Baltoro au Karakoram avec un profil accidenté, une vitesse élevée tout le long du glacier et une forte couverture détritique (C) glacier Ngajumba dans la région de l'Everest, alimenté par les avalanches des pentes environnantes et une langue terminale stagnante couverte de débris (Scherler <i>et al.</i> , 2011a)	59
4.1	Exemple d'image Landsat 7 après la panne du Scan Line Corrector en mai 2003 entraînant la présence de bandes noires sur les images	62
4.2	Distributions spatiale et temporelle des données récupérées sur l'ensemble de l'Himalaya	64
4.3	Distributions spatiale et temporelle des données récupérées sur l'ensemble des Alpes .	65
4.4	Stratégie utilisée pour produire des champs de vitesse de glaciers à partir d'une archive satellite multi-spectrale complète	66
4.5	Norme du champs de vitesse obtenu par corrélation des images LE7 acquises le 25/02/2000 et le 27/02/2001 montrant des erreurs d'orthorectification (dans le coin inférieur droit)	67
4.6	Exemple d'étapes de pré-traitement sur une image Landsat d'un tributaire du glacier Baltoro (Karakoram) : la bande 5 infrarouge moyen (gauche) a les meilleures performances sur les glaciers du Karakoram (voir section 4.3.2), en sélectionnant la première composante d'une ACP des bandes 4 et 5, on obtient une image plus contrastée dans les zones d'accumulation (milieu), l'orientation du gradient permet d'accentuer les structures du glacier (droite).	69
4.7	Schéma illustrant le principe de mesure de déplacement par corrélation d'images (Fallourd, 2012)	70
4.8	Exemple de cartes de similarité dans les cas suivants (A) la fenêtre de référence est trop petite, tous les motifs se ressemblent et le maximum est élevé, mais le SNR est faible. (B) absence de contraste, la fonction de similarité est faible et bruitée, maximum et SNR sont faibles. (C) cas idéal, le maximum est important et distinct des autres valeurs, le SNR est élevé (modifié à partir de Debella-Gilo & Kääb (2012))	71
4.9	Norme du vecteur vitesse sur le glacier du Baltoro obtenue par corrélation d'images entre des images acquises (a) le 15/07/2000 et 18/07/2001 (b) le 31/07/2000 et 03/08/2001.	72

4.10	MAD de la vitesse dans les zones stables en fonction de la taille de la fenêtre de référence γ pour les trois paires test et un seuil SNR de 5	75
4.11	MAD dans les zones stables sur l'ensemble du PKH pour chaque composante de la vitesse (trait plein) et taux de succès (pointillés noirs) pour différents seuils de SNR	77
4.12	Carte de la région d'étude : les polygones bleus représentent les vignettes Landsat traitées, les carrés rouges indiquent la position des encarts a à e (a : Hindu-Kush, b : Karakoram, c : Jammu-Cachemire, d : Everest, e : Bhoutan). Les encarts montrent les vitesses annuelles pour l'année 2000 des glaciers de l'inventaire RGI (échelle de couleur bleue). Les zones rouges sont les points sans estimation de vitesse.	78
4.13	Profil de vitesse le long du glacier du Baltoro (35°42'29"N, 76°23'21"E) pour les 29 paires disponibles sur la période 1999-2001 : résultats bruts (gris), après avoir éliminé les valeurs ayant un SNR inférieur à 4 (rouge) et après le filtre médian (noir).	79
4.14	Gauche : Taux de succès pour chaque paire individuelle, en ordre croissant, et pour le résultat de la fusion (rouge). Droite : MAD dans les zones stables pour les mêmes paires dans le même ordre.	80
4.15	Dispersion des vitesses estimée pour toutes les paires du Karakoram sur la période 1999-2001. En traits pointillés, quelques contours d'images Landsat. Un astérisque * marque la position du glacier du Rimo, en phase de surge active sur cette période.	81
4.16	Intervalle de confiance à 95 % t_{95} en fonction du nombre d'estimées de la vitesse N (gauche) et relation linéaire entre $\log(t_{95}/\sigma)$ et $\log(N)$ pour la sous-région du Karakoram	82
4.17	(a) Incertitude sur le champs de vitesse final pour le Karakoram et la période 1999-2001, (b) zoom sur le glacier du Baltoro (traits pointillés), (c) histogramme de l'incertitude sur les glaciers et en dehors	83
4.18	Cohérence du vecteur vitesse pour la région du Karakoram. Une valeur de 1 signifie un parfait alignement des vecteurs vitesse qui ont contribué à la vitesse médiane, une valeur de 0 indique des directions aléatoires.	84
4.19	Exemple d'artefacts visibles sur de nombreuses images du capteur MSS	85
4.20	Deux images Landsat acquises en hiver au dessus du Karakoram : à gauche par le capteur ETM+, codée sur 8 bits, présente de nombreuses zones de saturation ; à droite par le capteur OLI, codée sur 16-bits, ne présente plus de saturation.	87
4.21	Gauche : image SPOT-4 de la Mer de Glace dans le massif du Mont-Blanc. Droite : Vitesses obtenues à la position des balises à partir d'images Landsat à 30 m de résolution (41 paires), 15 m (41 paires) et SPOT 4 à 10 m (1 paire) en fonction des vitesses mesurées sur le terrain.	88
4.22	Champs de vitesse obtenus par corrélation d'images Landsat à 30 m de résolution (gauche), 15 m (centre) et avec une paire SPOT à 10 m (droite). La position ainsi que la vitesse des balises sont indiquées par des ronds de couleur.	88
4.23	Différence relative entre les vitesses obtenues avec les images à 30 m de résolution et les images à 15 m de résolution sur une région du Népal occidental. Une valeur négative indique que les vitesses obtenues avec les images à 30 m sous-estiment la vitesse par rapport aux images à 15 m.	89
4.24	Champs de vitesse obtenus dans le cas des expériences 1 (haut), 2 (milieu) et 3 (bas) pour une région du Yukon	90
4.25	Corrélation entre l'image TM dégradée et l'image MSS pour différentes valeurs de l'écart-type σ du filtre gaussien utilisé pour dégrader l'image TM	91

4.26	Champs de vitesse obtenus à partir des images TM dégradées (haut) et différence relative avec l'expérience 1 (bas)	92
4.27	Histogramme des dv pour tous les points du masque des glaciers (gauche) ou après avoir appliqué une érosion de taille 4 sur le masque pour supprimer les points au bord (droite)	93
5.1	Fonction de densité de probabilité de la norme de vitesse v pour différentes valeurs de vitesse moyenne et une incertitude $\sigma = 4$ m/an	97
5.2	Gauche : Ecart-type des variations de vitesse estimé par méthode Monte-Carlo pour une norme de vitesse suivant une distribution de Rice, de paramètres μ et σ , en fonction du nombre de points utilisés pour calculer les moyennes. En noir, la borne supérieure établie empiriquement. Droite : Même relation avec des axes logarithmiques.	98
5.3	Ordonnée à l'origine β obtenue par régression linéaire pour les courbes de la figure 5.2 droite, en fonction du rapport μ/σ	99
5.4	Gauche : Distribution des deux composantes de la vitesse mesurée dans les zones stables pour le PKH. Droite : Norme associée, en noir une distribution de Rice pour $\mu = 0$ et $\sigma = 0.7$	100
5.5	Gauche : Ecart-type des variations de vitesse estimé par méthode Monte-Carlo pour une norme de vitesse tirée aléatoirement dans les zones stables en fonction du nombre de points utilisés pour calculer les vitesses moyennes. En noir, la borne supérieure déterminée empiriquement. Droite : Ordonnée à l'origine des courbes (logarithmiques) de la figure de gauche, en fonction de μ . En noir, ajustement linéaire pour les valeurs de $\mu > 3$ (pente -0.93, $R^2 = 0.99$)	101
5.6	Biais entre la moyenne $\bar{\mu}$ et la moyenne réelle μ en fonction du rapport μ/σ	101
5.7	Carte de la région du Pamir-Karakoram-Himalaya, en noir les régions pour lesquelles des mesures de variations d'élévation sont disponibles (Gardelle <i>et al.</i> , 2013)	104
5.8	Masque des glaciers (marron) et glace/neige/névé (bleu clair) superposés à une image Landsat bande 4 acquise en 2000 sur la région de l'Everest. Les zones de glacier couvertes de débris apparaissent en marron, alors que les zones de glacier propre apparaissent en bleu-vert.	105
5.9	Vitesse moyenne par glacier pour le PKH sur la période 1999-2003. Les moyennes sont obtenues pour tous les points d'altitude inférieure à l'altitude médiane du glacier, pour les glaciers d'aire supérieure à 2 km ² (d'après RGI 5.0). La taille des cercles est proportionnelle à l'aire du glacier.	106
5.10	Relation entre la vitesse moyenne et l'aire des glaciers du PKH sur la période 1999-2003	107
5.11	Relation entre la vitesse moyenne, la longitude et l'épaisseur moyenne des glaciers (gauche) ou l'extension verticale (droite) des glaciers du PKH au dessus de la latitude 34°N sur la période 1999-2003	107
5.12	Variations relatives de vitesse en fonction du nombre de points estimés par glacier pour la région du PKH. En gris, les résultats bruts, en bleu les résultats après sélection par le rapport signal à bruit.	108
5.13	Histogramme des variations relatives de vitesse des glaciers du PKH avec une aire supérieure à 2 km ² sur la période 1999-2015	109
5.14	Variations relatives de vitesse par glacier pour le PKH sur la période 1999-2003, calculées pour tous les points d'altitude inférieure à l'altitude médiane du glacier, pour les glaciers d'aire inférieure à 2 km ² (d'après RGI 5.0). La taille des cercles est proportionnelle à l'aire du glacier.	109

5.15	Variations relatives de vitesse en fonction de l'aire du glacier (gauche) et de sa couverture détritique (droite) pour les glaciers du PKH supérieurs à 2 km ²	110
5.16	Variations relatives de vitesse en fonction de l'orientation moyenne et de l'aire (km ² , axe radial) du glacier pour le PKH Ouest (gauche), Himalaya (centre) et PKH Est (droite)	110
5.17	Variations relatives de vitesse en fonction de l'extension verticale des glaciers pour le PKH. Code couleur : erreur sur les variations de vitesse (gauche) ou par région (droite).	111
5.18	Variations relatives de vitesse en fonction des variations relatives d'épaisseur pour les glaciers du PKH et la période 2000-2014. En gris, les résultats bruts, en bleu, les résultats après correction des variations de pente. Traits noir : bornes théoriques présentées à l'équation 5.19, la bande grise correspond donc aux zones en accord avec la théorie, d'après nos hypothèses.	112
5.19	Cartes des variations relatives de vitesse sur la période 1999-2015 (gauche) et des variations d'élévation en m/an, d'après Gardelle <i>et al.</i> (2013) (droite) pour les régions du Spiti Lahaul (haut) et de l'Everest (bas). Les zones grisées sont les zones de glacier sans estimation.	113
5.20	Variations relatives de vitesse <i>ddv</i> sur la période 1999-2015 (gauche) et variations d'élévation en m/an, d'après Gardelle <i>et al.</i> (2013) (droite) par tranche d'altitude normalisée pour la région du Spiti-Lahaul (haut) et de l'Everest (bas). Les barres verticales indiquent l'écart-type des valeurs. Les intervalles en altitude, représentés par les barres horizontales, sont choisis de manière à contenir le même nombre de point.	114
5.21	Variations relatives de vitesse <i>ddv</i> (haut) et variations d'épaisseur (bas) par tranche d'altitude normalisée pour la région du Bhoutan	116
5.22	Pourcentage de glaciers du PKH avec une estimation de vitesse par rapport au nombre total en fonction des paramètres suivants : (a) altitude médiane, (b) aire, (c) aspect (Nord = 0° = 360°), (d) couverture détritique	117
5.23	Vitesse moyenne par glacier pour les Alpes sur la période 1999-2003. Les moyennes sont obtenues pour tous les points d'altitude inférieure à l'altitude médiane du glacier, pour les glaciers d'aire supérieure à 2 km ² (d'après RGI 5.0). La taille des cercles est proportionnelle à l'aire du glacier.	118
5.24	Vitesse moyenne par glacier en fonction de l'aire et de l'extension verticale du glacier pour les Alpes sur la période 1999-2003.	119
5.25	Variations relatives de vitesse en fonction du nombre de points estimés par glacier pour les Alpes. En gris, les résultats bruts, en bleu les résultats après sélection par le rapport signal à bruit.	119
5.26	Cartes de vitesses pour la période 1999-2003 (gauche), 2013-2015 (centre) et variations de vitesse (droite) pour les glaciers de Fee (haut) et de Belvédère (bas). Les chiffres en haut indiquent la vitesse moyenne pour chaque période et la variation relative de vitesse. En gris sont représentés les zones de glacier sans estimation de variations de vitesse.	120
5.27	Variations relatives de vitesse <i>ddv</i> par tranche d'altitude normalisée pour les Alpes	121
6.1	Les trois fonctionnements de l'altimètre SIRAL à bord du satellite CS2 : gauche, le mode LRM fonctionne comme un altimètre radar à pulse limité ; au centre, le mode SARM permet de réduire l'empreinte azimutale grâce à un traitement "Delay Doppler" ; à droite, le mode interférométrique SARIn permet également de mesurer la position de l'écho perpendiculairement à la ligne de vol grâce à la réception par deux antennes (Adapté de Raney (1998)).	125

6.2	Elévation brute mesurée par CS2 (a) et différence avec SRTM après avoir filtré les faibles échos (b) pour l'année 2012. En bleu clair sont représentés les masques des glaciers. . .	126
6.3	Amplitude et différence de phase pour les régions marquées d'un point rouge (a) et bleu (b) sur la figure 6.5.	127
6.4	Schéma expliquant la méthode utilisée pour déterminer les régions imagées par CS2 : la fenêtre d'acquisition de CS2 (bleu) est déterminée à partir des données L1b, l'intersection avec un MNT de référence (noir) donne les régions imagées (rouge).	128
6.5	Carte des glaciers et des zones traquées par CS2 lors de 2 passages du satellite en février 2012 (gauche) et 2013 (droite) pour une sous-région du Karakoram. Les points noirs représentent la position des points de mesure dans les fichiers L2.	129
6.6	Schéma présentant la méthode D-InSAR utilisée pour traiter les paires TDX. TSX/TDX : paire d'images TDX, INT(f) : interférogramme (filtré), ampl : amplitude, MNT Ref : MNT de référence, DIFF : interférogramme différentiel, dh : variations d'élévation (m)	131
6.7	Différences d'élévation entre le MNT TDX acquis le 01/02/2013 et SRTM. L'encart montre l'histogramme des résidus dans les zones non-englacées.	133
6.8	Différences d'élévation entre le MNT TDX acquis le 21/10/2013 et Pléiades 2013 (a) et TDX 01/02/2013 et Pléiades 2012 (b). Le sommet du Mont-Blanc (4810m) est marqué par un triangle bleu. L'image de fond est un relief ombragé du MNT Pléiades 2012. . .	134
6.9	Différences d'élévation entre le MNT Pléiades 2013 et chaque MNT TDX en fonction de l'altitude, en dehors des zones englacées (a) et sur la Mer de Glace (b)	135
6.10	Différences d'élévation entre le MNT TDX obtenu à partir de Pléiades TDM_{Pl} et le MNT TDX obtenu à partir de SRTM TDM_{SRTM} pour la paire du 24/05/2012 : en géométrie radar, avant correction (a), histogramme de ces différences avant correction (b) et après correction (c).	136
A.1	Régions du Pamir-Karakoram-Himalaya pour lesquelles les vitesses sont présentées dans cette annexe.	175
A.2	Vitesses obtenues sur la région du Pamir pour la période 1972-1981 à partir des images Landsat 1-3 (60 m)	176
A.3	Vitesses obtenues sur la région du Pamir pour la période 1998-2003 à partir des images Landsat 5-7 (30 m)	177
A.4	Vitesses obtenues sur la région du Pamir pour la période 1999-2003 à partir des images Landsat 7 (15 m)	178
A.5	Vitesses obtenues sur la région du Pamir pour la période 2008-2011 à partir des images Landsat 5 (30 m)	179
A.6	Vitesses obtenues sur la région du Pamir pour la période 2013-2015 à partir des images Landsat 8 (15 m)	180
A.7	Variations relatives de vitesses sur la région du Pamir pour la période (2008-2011) - (1999-2003) (30 m)	181
A.8	Variations relatives de vitesses sur la région du Pamir pour la période (2013-2015) - (1999-2003) (15 m)	182
A.9	Vitesses obtenues sur la région de l'Hindu-Kush pour la période 1972-1981 à partir des images Landsat 1-3 (60 m)	183
A.10	Vitesses obtenues sur la région de l'Hindu-Kush pour la période 1998-2003 à partir des images Landsat 5-7 (30 m)	183

A.11 Vitesses obtenues sur la région de l'Hindu-Kush pour la période 1999-2003 à partir des images Landsat 7 (15 m)	184
A.12 Vitesses obtenues sur la région de l'Hindu-Kush pour la période 2008-2011 à partir des images Landsat 5 (30 m)	184
A.13 Vitesses obtenues sur la région de l'Hindu-Kush pour la période 2013-2015 à partir des images Landsat 8 (15 m)	185
A.14 Variations relatives de vitesses sur la région de l'Hindu-Kush pour la période (2008-2011) - (1999-2003) (30 m)	185
A.15 Variations relatives de vitesses sur la région de l'Hindu-Kush pour la période (2013-2015) - (1999-2003) (15 m)	186
A.16 Vitesses obtenues sur la région du Karakoram Ouest pour la période 1972-1981 à partir des images Landsat 1-3 (60 m)	187
A.17 Vitesses obtenues sur la région du Karakoram Ouest pour la période 1998-2003 à partir des images Landsat 5-7 (30 m)	188
A.18 Vitesses obtenues sur la région du Karakoram Ouest pour la période 1999-2003 à partir des images Landsat 7 (15 m)	189
A.19 Vitesses obtenues sur la région du Karakoram Ouest pour la période 2008-2011 à partir des images Landsat 5 (30 m)	190
A.20 Vitesses obtenues sur la région du Karakoram Ouest pour la période 2013-2015 à partir des images Landsat 8 (15 m)	191
A.21 Variations relatives de vitesses sur la région du Karakoram Ouest pour la période (2008-2011) - (1999-2003) (30 m)	192
A.22 Variations relatives de vitesses sur la région du Karakoram Ouest pour la période (2013-2015) - (1999-2003) (15 m)	193
A.23 Vitesses obtenues sur la région du Karakoram Est pour la période 1972-1981 à partir des images Landsat 1-3 (60 m)	194
A.24 Vitesses obtenues sur la région du Karakoram Est pour la période 1998-2003 à partir des images Landsat 5-7 (30 m)	195
A.25 Vitesses obtenues sur la région du Karakoram Est pour la période 1999-2003 à partir des images Landsat 7 (15 m)	196
A.26 Vitesses obtenues sur la région du Karakoram Est pour la période 2008-2011 à partir des images Landsat 5 (30 m)	197
A.27 Vitesses obtenues sur la région du Karakoram Est pour la période 2013-2015 à partir des images Landsat 8 (15 m)	198
A.28 Variations relatives de vitesses sur la région du Karakoram Est pour la période (2008-2011) - (1999-2003) (30 m)	199
A.29 Variations relatives de vitesses sur la région du Karakoram Est pour la période (2013-2015) - (1999-2003) (15 m)	200
A.30 Vitesses obtenues sur la région du Kunlun pour la période 1972-1981 à partir des images Landsat 1-3 (60 m)	201
A.31 Vitesses obtenues sur la région du Kunlun pour la période 1998-2003 à partir des images Landsat 5-7 (30 m)	201
A.32 Vitesses obtenues sur la région du Kunlun pour la période 1999-2003 à partir des images Landsat 7 (15 m)	202

A.33 Vitesses obtenues sur la région du Kunlun pour la période 2008-2011 à partir des images Landsat 5 (30 m)	202
A.34 Vitesses obtenues sur la région du Kunlun pour la période 2013-2015 à partir des images Landsat 8 (15 m)	203
A.35 Variations relatives de vitesses sur la région du Kunlun pour la période (2008-2011) - (1999-2003) (30 m)	203
A.36 Variations relatives de vitesses sur la région du Kunlun pour la période (2013-2015) - (1999-2003) (15 m)	204
A.37 Vitesses obtenues sur la région du Jammu pour la période 1972-1981 à partir des images Landsat 1-3 (60 m)	205
A.38 Vitesses obtenues sur la région du Jammu pour la période 1998-2003 à partir des images Landsat 5-7 (30 m)	206
A.39 Vitesses obtenues sur la région du Jammu pour la période 1999-2003 à partir des images Landsat 7 (15 m)	207
A.40 Vitesses obtenues sur la région du Jammu pour la période 2008-2011 à partir des images Landsat 5 (30 m)	208
A.41 Vitesses obtenues sur la région du Jammu pour la période 2013-2015 à partir des images Landsat 8 (15 m)	209
A.42 Variations relatives de vitesses sur la région du Jammu pour la période (2008-2011) - (1999-2003) (30 m)	210
A.43 Variations relatives de vitesses sur la région du Jammu pour la période (2013-2015) - (1999-2003) (15 m)	211
A.44 Vitesses obtenues sur la région du Spiti-Lahaul pour la période 1972-1981 à partir des images Landsat 1-3 (60 m)	212
A.45 Vitesses obtenues sur la région du Spiti-Lahaul pour la période 1998-2003 à partir des images Landsat 5-7 (30 m)	213
A.46 Vitesses obtenues sur la région du Spiti-Lahaul pour la période 1999-2003 à partir des images Landsat 7 (15 m)	214
A.47 Vitesses obtenues sur la région du Spiti-Lahaul pour la période 2008-2011 à partir des images Landsat 5 (30 m)	215
A.48 Vitesses obtenues sur la région du Spiti-Lahaul pour la période 2013-2015 à partir des images Landsat 8 (15 m)	216
A.49 Variations relatives de vitesses sur la région du Spiti-Lahaul pour la période (2008-2011) - (1999-2003) (30 m)	217
A.50 Variations relatives de vitesses sur la région du Spiti-Lahaul pour la période (2013-2015) - (1999-2003) (15 m)	218
A.51 Vitesses obtenues sur la région du Gangotri pour la période 1972-1981 à partir des images Landsat 1-3 (60 m)	219
A.52 Vitesses obtenues sur la région du Gangotri pour la période 1998-2003 à partir des images Landsat 5-7 (30 m)	220
A.53 Vitesses obtenues sur la région du Gangotri pour la période 1999-2003 à partir des images Landsat 7 (15 m)	221
A.54 Vitesses obtenues sur la région du Gangotri pour la période 2008-2011 à partir des images Landsat 5 (30 m)	222

A.55 Vitesses obtenues sur la région du Gangotri pour la période 2013-2015 à partir des images Landsat 8 (15 m)	223
A.56 Variations relatives de vitesses sur la région du Gangotri pour la période (2008-2011) - (1999-2003) (30 m)	224
A.57 Variations relatives de vitesses sur la région du Gangotri pour la période (2013-2015) - (1999-2003) (15 m)	225
A.58 Vitesses obtenues sur la région de l'Everest pour la période 1972-1981 à partir des images Landsat 1-3 (60 m)	226
A.59 Vitesses obtenues sur la région de l'Everest pour la période 1998-2003 à partir des images Landsat 5-7 (30 m)	227
A.60 Vitesses obtenues sur la région de l'Everest pour la période 1999-2003 à partir des images Landsat 7 (15 m)	228
A.61 Vitesses obtenues sur la région de l'Everest pour la période 2008-2011 à partir des images Landsat 5 (30 m)	229
A.62 Vitesses obtenues sur la région de l'Everest pour la période 2013-2015 à partir des images Landsat 8 (15 m)	230
A.63 Variations relatives de vitesses sur la région de l'Everest pour la période (2008-2011) - (1999-2003) (30 m)	231
A.64 Variations relatives de vitesses sur la région de l'Everest pour la période (2013-2015) - (1999-2003) (15 m)	232
A.65 Vitesses obtenues sur la région du Bhoutan pour la période 1972-1981 à partir des images Landsat 1-3 (60 m)	233
A.66 Vitesses obtenues sur la région du Bhoutan pour la période 1998-2003 à partir des images Landsat 5-7 (30 m)	233
A.67 Vitesses obtenues sur la région du Bhoutan pour la période 1999-2003 à partir des images Landsat 7 (15 m)	234
A.68 Vitesses obtenues sur la région du Bhoutan pour la période 2008-2011 à partir des images Landsat 5 (30 m)	234
A.69 Vitesses obtenues sur la région du Bhoutan pour la période 2013-2015 à partir des images Landsat 8 (15 m)	235
A.70 Variations relatives de vitesses sur la région du Bhoutan pour la période (2008-2011) - (1999-2003) (30 m)	235
A.71 Variations relatives de vitesses sur la région du Bhoutan pour la période (2013-2015) - (1999-2003) (15 m)	236
A.72 Vitesses obtenues sur la région du Nyenchen Tangla pour la période 1972-1981 à partir des images Landsat 1-3 (60 m)	237
A.73 Vitesses obtenues sur la région du Nyenchen Tangla pour la période 1998-2003 à partir des images Landsat 5-7 (30 m)	237
A.74 Vitesses obtenues sur la région du Nyenchen Tangla pour la période 1999-2003 à partir des images Landsat 7 (15 m)	238
A.75 Vitesses obtenues sur la région du Nyenchen Tangla pour la période 2008-2011 à partir des images Landsat 5 (30 m)	238
A.76 Vitesses obtenues sur la région du Nyenchen Tangla pour la période 2013-2015 à partir des images Landsat 8 (15 m)	239

A.77 Variations relatives de vitesses sur la région du Nyenchen Tangla pour la période (2008-2011) - (1999-2003) (30 m)	239
A.78 Variations relatives de vitesses sur la région du Nyenchen Tangla pour la période (2013-2015) - (1999-2003) (15 m)	240
A.79 Vitesses obtenues sur la région de l'Hengduan Shan pour la période 1972-1981 à partir des images Landsat 1-3 (60 m)	241
A.80 Vitesses obtenues sur la région de l'Hengduan Shan pour la période 1998-2003 à partir des images Landsat 5-7 (30 m)	241
A.81 Vitesses obtenues sur la région de l'Hengduan Shan pour la période 1999-2003 à partir des images Landsat 7 (15 m)	242
A.82 Vitesses obtenues sur la région de l'Hengduan Shan pour la période 2008-2011 à partir des images Landsat 5 (30 m)	242
A.83 Vitesses obtenues sur la région de l'Hengduan Shan pour la période 2013-2015 à partir des images Landsat 8 (15 m)	243
A.84 Variations relatives de vitesses sur la région de l'Hengduan Shan pour la période (2008-2011) - (1999-2003) (30 m)	243
A.85 Variations relatives de vitesses sur la région de l'Hengduan Shan pour la période (2013-2015) - (1999-2003) (15 m)	244
 B.1 Gauche : Histogramme des distributions des glaciers (gris), des estimations de vitesse (bleu) et des variations relatives de vitesse (vert) par bandes d'altitude pour la région Pamir et la période 2000-2014. Droite : même chose mais exprimée en pourcentages. .	245
B.2 Gauche : Histogramme des distributions des glaciers (gris), des estimations de vitesse (bleu) et des variations relatives de vitesse (vert) par bandes d'altitude pour la région Hindu Kush et la période 2000-2014. Droite : même chose mais exprimée en pourcentages.	245
B.3 Gauche : Histogramme des distributions des glaciers (gris), des estimations de vitesse (bleu) et des variations relatives de vitesse (vert) par bandes d'altitude pour la région Karakoram et la période 2000-2014. Droite : même chose mais exprimée en pourcentages.	246
B.4 Gauche : Histogramme des distributions des glaciers (gris), des estimations de vitesse (bleu) et des variations relatives de vitesse (vert) par bandes d'altitude pour la région Kunlun et la période 2000-2014. Droite : même chose mais exprimée en pourcentages.	246
B.5 Gauche : Histogramme des distributions des glaciers (gris), des estimations de vitesse (bleu) et des variations relatives de vitesse (vert) par bandes d'altitude pour la région Himalaya occidental et la période 2000-2014. Droite : même chose mais exprimée en pourcentages.	247
B.6 Gauche : Histogramme des distributions des glaciers (gris), des estimations de vitesse (bleu) et des variations relatives de vitesse (vert) par bandes d'altitude pour la région Himalaya central et la période 2000-2014. Droite : même chose mais exprimée en pourcentages.	247
B.7 Gauche : Histogramme des distributions des glaciers (gris), des estimations de vitesse (bleu) et des variations relatives de vitesse (vert) par bandes d'altitude pour la région Himalaya oriental et la période 2000-2014. Droite : même chose mais exprimée en pourcentages.	248
B.8 Gauche : Histogramme des distributions des glaciers (gris), des estimations de vitesse (bleu) et des variations relatives de vitesse (vert) par bandes d'altitude pour la région Nyenchen Tangla et la période 2000-2014. Droite : même chose mais exprimée en pourcentages.	248

B.9	Gauche : Histogramme des distributions des glaciers (gris), des estimations de vitesse (bleu) et des variations relatives de vitesse (vert) par bandes d'altitude pour la région Hengduan Shan et la période 2000-2014. Droite : même chose mais exprimée en pourcentages.	249
C.1	Régions des Alpes pour lesquelles les vitesses sont présentées dans cette annexe.	251
C.2	Vitesses obtenues sur la région des Grandes Rousses pour la période 1999-2003 à partir des images Landsat 7 (15 m)	252
C.3	Vitesses obtenues sur la région des Grandes Rousses pour la période 2013-2015 à partir des images Landsat 8 (15 m)	253
C.4	Variations relatives de vitesses sur la région des Grandes Rousses pour la période (2013-2015) - (1999-2003) (15 m)	254
C.5	Vitesses obtenues sur la région de la Vanoise pour la période 1999-2003 à partir des images Landsat 7 (15 m)	255
C.6	Vitesses obtenues sur la région de la Vanoise pour la période 2013-2015 à partir des images Landsat 8 (15 m)	256
C.7	Variations relatives de vitesses sur la région de la Vanoise pour la période (2013-2015) - (1999-2003) (15 m)	257
C.8	Vitesses obtenues sur la région du Mont-Blanc pour la période 1999-2003 à partir des images Landsat 7 (15 m)	258
C.9	Vitesses obtenues sur la région du Mont-Blanc pour la période 2013-2015 à partir des images Landsat 8 (15 m)	259
C.10	Variations relatives de vitesses sur la région du Mont-Blanc pour la période (2013-2015) - (1999-2003) (15 m)	260
C.11	Vitesses obtenues sur la région du Valais pour la période 1999-2003 à partir des images Landsat 7 (15 m)	261
C.12	Vitesses obtenues sur la région du Valais pour la période 2013-2015 à partir des images Landsat 8 (15 m)	261
C.13	Variations relatives de vitesses sur la région du Valais pour la période (2013-2015) - (1999-2003) (15 m)	262
C.14	Vitesses obtenues sur la région des Alpes bernoises pour la période 1999-2003 à partir des images Landsat 7 (15 m)	263
C.15	Vitesses obtenues sur la région des Alpes bernoises pour la période 2013-2015 à partir des images Landsat 8 (15 m)	264
C.16	Variations relatives de vitesses sur la région des Alpes bernoises pour la période (2013-2015) - (1999-2003) (15 m)	265
C.17	Vitesses obtenues sur la région Suisse centrale pour la période 1999-2003 à partir des images Landsat 7 (15 m)	266
C.18	Vitesses obtenues sur la région Suisse centrale pour la période 2013-2015 à partir des images Landsat 8 (15 m)	267
C.19	Variations relatives de vitesses sur la région Suisse centrale pour la période (2013-2015) - (1999-2003) (15 m)	268
C.20	Vitesses obtenues sur la région Suisse orientale pour la période 1999-2003 à partir des images Landsat 7 (15 m)	269

C.21 Vitesses obtenues sur la région Suisse orientale pour la période 2013-2015 à partir des images Landsat 8 (15 m)	270
C.22 Variations relatives de vitesses sur la région Suisse orientale pour la période (2013-2015) - (1999-2003) (15 m)	271
C.23 Vitesses obtenues sur la région Italie du Nord pour la période 1999-2003 à partir des images Landsat 7 (15 m)	272
C.24 Vitesses obtenues sur la région Italie du Nord pour la période 2013-2015 à partir des images Landsat 8 (15 m)	273
C.25 Variations relatives de vitesses sur la région Italie du Nord pour la période (2013-2015) - (1999-2003) (15 m)	274
C.26 Vitesses obtenues sur la région Autriche centrale pour la période 1999-2003 à partir des images Landsat 7 (15 m)	275
C.27 Vitesses obtenues sur la région Autriche centrale pour la période 2013-2015 à partir des images Landsat 8 (15 m)	276
C.28 Variations relatives de vitesses sur la région Autriche centrale pour la période (2013-2015) - (1999-2003) (15 m)	277
C.29 Vitesses obtenues sur la région Autriche occidentale pour la période 1999-2003 à partir des images Landsat 7 (15 m)	278
C.30 Vitesses obtenues sur la région Autriche occidentale pour la période 2013-2015 à partir des images Landsat 8 (15 m)	278
C.31 Variations relatives de vitesses sur la région Autriche occidentale pour la période (2013-2015) - (1999-2003) (15 m)	279

Liste des tableaux

2.1	Caractéristiques principales des différentes missions satellites avec capteur passif abordées dans cette thèse	32
2.2	Caractéristiques principales des différentes missions spatiales avec capteurs actifs abordées dans cette thèse	34
3.1	Liste des études rapportant des mesures de vitesse de surface de glaciers dans la région du PKH (FT = corrélation d'image, A = vitesse annuelle, S = saisonnière).	58
4.1	Caractéristiques des différentes missions Landsat	63
4.2	Paires test sélectionnées pour le choix des paramètres de pré-traitement et de corrélation	75
4.3	Taux de succès de la corrélation d'images sur les glaciers pour chaque bande Landsat individuellement (haut) et pour la première composante d'ACP pour différentes combinaisons (bas). La meilleure valeur de chaque colonne est indiquée en gras et la meilleure bande initiale en italique. Pour la bande 8 à 15 m de résolution, la fenêtre de référence a été choisie à 16x16 et 32x32 pixels pour garder une taille de fenêtre identique en terme de pixel/mètre respectivement.	76
4.4	Paramètres de la régression linéaire entre $\log(t_{95}/\sigma)$ et $\log(N)$ pour la région du Karakoram	81
4.5	Paramètres utilisés pour le traitement de l'ensemble de l'archive Landsat sur le PKH .	84
4.6	Paramètres utilisés pour le traitement de l'ensemble de l'archive Landsat sur les Alpes	85
4.7	Données Landsat utilisées pour la comparaison MSS-TM, acquises sur le Yukon, Canada	89
4.8	Différents paramètres de corrélation utilisés dans cette étude	91
5.1	Paramètres topographiques issus de RGI utilisés dans cette étude	103
6.1	Caractéristiques du satellite CryoSat-2 et de l'instrument SIRAL en mode SARIn . . .	124
6.2	Paires d'images TanDEM-X utilisées dans cette étude.	130
6.3	MNT de référence utilisés dans cette étude	131
6.4	Statistiques des différences d'élévation entre les MNT TDX et Pléiades 2012 en dehors des zones englacées.	133
6.5	Différences d'élévation entre les MNT TDX obtenus en utilisant Pléiades 2012 ou SRTM comme référence pour l'étape de déroulement de phase.	136
A.1	Numéro de pages pour les figures par région et par période	175
C.1	Numéro de pages pour les figures par région et par période	251

Bibliographie

- Ahn, Y., & Howat, I. M. (2011). Efficient automated glacier surface velocity measurement from repeat images using multi-image/multichip and null exclusion feature tracking. *Geoscience and Remote Sensing, IEEE Transactions on*, 49(8), 2838–2846.
- Alley, R. B., Blankenship, D. D., Rooney, S. T., & Bentley, C. R. (1987). Till beneath ice stream B : 4. A coupled ice-till flow model. *Journal of Geophysical Research*, 92(B9), 8931.
- Arendt, A., Echelmeyer, K., Harrison, W., Lingle, C., Zirnheld, S., Valentine, V., Ritchie, B., & Druckenmiller, M. (2006). Updated estimates of glacier volume changes in the western Chugach Mountains, Alaska, and a comparison of regional extrapolation methods. *Journal of Geophysical Research*, 111(F3).
- Azam, M. F., Wagnon, P., Ramanathan, A., Vincent, C., Sharma, P., Arnaud, Y., Linda, A., Pottakkal, J. G., Chevallier, P., Singh, V. B., & others (2012). From balance to imbalance : a shift in the dynamic behaviour of Chhota Shigri glacier, western Himalaya, India. *Journal of Glaciology*, 58(208), 315–324.
- Bahr, D. B., Meier, M. F., & Peckham, S. D. (1997). The physical basis of glacier volume-area scaling. *Journal of Geophysical Research*, 102(B9), 20355.
- Benn, D. I., & Lehmkuhl, F. (2000). Mass balance and equilibrium-line altitudes of glaciers in high-mountain environments. *Quaternary International*, 65–66, 15–29.
- Benoit, L., Dehecq, A., Pham, H.-T., Vernier, F., Trouvé, E., Moreau, L., Martin, O., Thom, C., Pierrot-Deseilligny, M., & Briole, P. (2015). Multi-method monitoring of Glacier d’Argentières dynamics. *Annals of Glaciology*, 56(70), 118–128.
- Berthier, E. (2005). *Dynamique et bilan de masse des glaciers de montagne (Alpes, Islande, Himalaya) : contribution de l’imagerie satellitaire*. Ph.D. thesis, Université Paul Sabatier - Toulouse III.
- Berthier, E., Arnaud, Y., Kumar, R., Ahmad, S., Wagnon, P., & Chevallier, P. (2007). Remote sensing estimates of glacier mass balances in the Himachal Pradesh (Western Himalaya, India). *Remote Sensing of Environment*, 108(3), 327–338.
- Berthier, E., Raup, B., & Scambos, T. (2003). New velocity map and mass-balance estimate of Mertz Glacier, East Antarctica, derived from Landsat sequential imagery. *Journal of Glaciology*, 49(167), 503–511.
- Berthier, E., Vadon, H., Baratoux, D., Arnaud, Y., Vincent, C., Feigl, K. L., Remy, F., & Legresy, B. (2005). Surface motion of mountain glaciers derived from satellite optical imagery. *Remote Sensing of Environment*, 95(1), 14–28.
- Berthier, E., & Vincent, C. (2012). Relative contribution of surface mass-balance and ice-flux changes to the accelerated thinning of Mer de Glace, French Alps, over 1979–2008. *Journal of Glaciology*, 58(209), 501–512.
- Berthier, E., Vincent, C., Magnússon, E., Gunnlaugsson, A., Pitte, P., Le Meur, E., Masiokas, M., Ruiz, L., Pálsson, F., Belart, J. M. C., & Wagnon, P. (2014). Glacier topography and elevation changes derived from Pléiades sub-meter stereo images. *The Cryosphere*, 8(6), 2275–2291.

- Bhambri, R., & Bolch, T. (2009). Glacier mapping : a review with special reference to the Indian Himalayas. *Progress in Physical Geography*, 33(5), 672–704.
- Bhambri, R., Bolch, T., Kawishwar, P., Dobhal, D. P., Srivastava, D., & Pratap, B. (2013). Heterogeneity in glacier response in the upper Shyok valley, northeast Karakoram. *The Cryosphere*, 7(5), 1385–1398.
- Bolch, T., Buchroithner, M. F., Peters, J., Baessler, M., & Bajracharya, S. (2008). Identification of glacier motion and potentially dangerous glacial lakes in the Mt. Everest region/Nepal using spaceborne imagery. *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.*, 8(6), 1329–1340.
- Bolch, T., Kulkarni, A., Kaab, A., Huggel, C., Paul, F., Cogley, J. G., Frey, H., Kargel, J. S., Fujita, K., Scheel, M., Bajracharya, S., & Stoffel, M. (2012). The State and Fate of Himalayan Glaciers. *Science*, 336(6079), 310–314.
- Bolch, T., Pieczonka, T., & Benn, D. I. (2011). Multi-decadal mass loss of glaciers in the Everest area (Nepal Himalaya) derived from stereo imagery. *Cryosphere*, 5(2), 349–358.
- Braithwaite, R. J. (2002). Glacier mass balance : the first 50 years of international monitoring. *Progress in Physical Geography*, 26(1), 76–95.
- Braithwaite, R. J. (2015). From Doktor Kurowski's Schneegrenze to our modern glacier equilibrium line altitude (ELA). *The Cryosphere Discussions*, 9(3), 3165–3204.
- Brun, F., Dumont, M., Wagnon, P., Berthier, E., Azam, M. F., Shea, J. M., Sirguey, P., Rabatel, A., & Ramanathan, A. (2015). Seasonal changes in surface albedo of Himalayan glaciers from MODIS data and links with the annual mass balance. *The Cryosphere*, 9(1), 341–355.
- Burbank, D. W., Bookhagen, B., Gabet, E. J., & Putkonen, J. (2012). Modern climate and erosion in the Himalaya. *Comptes Rendus Geoscience*, 344(11–12), 610–626.
- Burgess, E. W., Forster, R. R., & Larsen, C. F. (2013a). Flow velocities of Alaskan glaciers. *Nature communications*, 4.
- Burgess, E. W., Larsen, C. F., & Forster, R. R. (2013b). Summer melt regulates winter glacier flow speeds throughout Alaska. *Geophysical Research Letters*, 40(23), 2013GL058228.
- Carrivick, J. L., & Tweed, F. S. (2013). Proglacial lakes : character, behaviour and geological importance. *Quaternary Science Reviews*, 78, 34–52.
- Chu, J. T. (1955). On the distribution of the sample median. *The Annals of Mathematical Statistics*, (pp. 112–116).
- Church, J. A., Gregory, J. M., Huybrechts, P., Kuhn, M., Lambeck, K., Nhuan, M. T., Qin, D., & Woodworth, P. L. (2001). Changes in sea level. , in : JT Houghton, Y. Ding, DJ Griggs, M. Noguera, PJ Van der Linden, X. Dai, K. Maskell, and CA Johnson (eds.) : *Climate Change 2001 : The Scientific Basis : Contribution of Working Group I to the Third Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*, (pp. 639–694).
- Church, J. A., White, N. J., Konikow, L. F., Domingues, C. M., Cogley, J. G., Rignot, E., Gregory, J. M., van den Broeke, M. R., Monaghan, A. J., & Velicogna, I. (2011). Revisiting the Earth's sea-level and energy budgets from 1961 to 2008. *Geophysical Research Letters*, 38(18), n/a–n/a.
- Cogley, J. G. (2011). Present and future states of Himalaya and Karakoram glaciers. *Annals of Glaciology*, 52(59), 69–73.
- Cogley, J. G., Kargel, J. S., Kaser, G., & Van der Veen, C. J. (2010). Tracking the source of glacier misinformation. *Science*, 327(5965), 522.

- Copland, L., Pope, S., Bishop, M. P., Shroder, J. F., Clendon, P., Bush, A., Kamp, U., Seong, Y. B., & Owen, L. A. (2009). Glacier velocities across the central Karakoram. *Annals of Glaciology*, 50(52), 41–49.
- Costantini, M. (1998). A novel phase unwrapping method based on network programming. *Geoscience and Remote Sensing, IEEE Transactions on*, 36(3), 813–821.
- Cruz, R., Harasawa, H., Lal, M., Wu, S., Anokhin, Y., Punsalma, B., Honda, Y., Jafari, M., Li, C., & Huu Ninh, N. (2007). Asia. In *Climate Change 2007 : Impacts, Adaptation and Vulnerability. Contribution of Working Group II to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*, M.L. Parry, O.F. Canziani, J.P. Palutikof, P.J. van der Linden and C.E. Hanson, (pp. 469–506). Cambridge University Press, Cambridge, UK.
- Cuffey, K. M., & Paterson, W. S. B. (2010). *The physics of glaciers*. Amsterdam [u.a. : Elsevier [u.a.].
- Debella-Gilo, M., & Kääb, A. (2012). Locally adaptive template sizes for matching repeat images of Earth surface mass movements. *ISPRS Journal of Photogrammetry and Remote Sensing*, 69, 10–28.
- Dehecq, A., Gourmelen, N., & Trouve, E. (2015). Deriving large-scale glacier velocities from a complete satellite archive : Application to the Pamir–Karakoram–Himalaya. *Remote Sensing of Environment*, 162, 55–66.
- Dimri, A. P., & Mohanty, U. C. (2009). Simulation of mesoscale features associated with intense western disturbances over western Himalayas. *Meteorological Applications*, 16(3), 289–308.
- Dumont, M., Gardelle, J., Sirguey, P., Guillot, A., Six, D., Rabatel, A., & Arnaud, Y. (2012). Linking glacier annual mass balance and glacier albedo retrieved from MODIS data. *The Cryosphere*, 6, 1527–1539.
- Dumont, M., Sirguey, P., Arnaud, Y., & Six, D. (2011). Monitoring spatial and temporal variations of surface albedo on Saint Sorlin Glacier (French Alps) using terrestrial photography. *Cryosphere*, 5(3), 759–771.
- Dyrgerov, M., Meier, M., & Armstrong, R. L. (2002). *Glacier mass balance and regime : data of measurements and analysis*. Institute of Arctic and Alpine Research, University of Colorado Boulder,, USA.
- Fallourd, R. (2012). *Suivi des glaciers alpins par combinaison d'informations hétérogènes : images SAR Haute Résolution et mesures terrain*. Ph.D. thesis, Université de Grenoble.
- Fallourd, R., Harant, O., Trouvé, E., Nicolas, J.-M., Gay, M., Walpersdorf, A., Mugnier, J.-L., Serafini, J., Rosu, D., Bombrun, L., Vasile, G., Cotte, N., Vernier, F., Tupin, F., Moreau, L., & Bolon, P. (2011). Monitoring Temperate Glacier Displacement by Multi-Temporal TerraSAR-X Images and Continuous GPS Measurements. *IEEE Journal of Selected Topics in Applied Earth Observations and Remote Sensing*, 4(2), 372–386.
- Farinotti, D., Huss, M., Bauder, A., Funk, M., & Truffer, M. (2009). A method to estimate the ice volume and ice-thickness distribution of alpine glaciers. *Journal of Glaciology*, 55(191), 422–430.
- Farr, T. G., Rosen, P. A., Caro, E., Crippen, R., Duren, R., Hensley, S., Kobrick, M., Paller, M., Rodriguez, E., Roth, L., & others (2007). The shuttle radar topography mission. *Reviews of geophysics*, 45(2).
- Fischer, M., Huss, M., & Hoelzle, M. (2015). Surface elevation and mass changes of all Swiss glaciers 1980–2010. *The Cryosphere*, 9(2), 525–540.
- Fitch, A. J., Kadyrov, A., Christmas, W. J., & Kittler, J. (2002). Orientation Correlation. In *Proceedings of the British Machine Conference*, (pp. 11.1–11.10). BMVA Press.

- Fretwell, P., Pritchard, H. D., Vaughan, D. G., Bamber, J. L., Barrand, N. E., Bell, R., Bianchi, C., Bingham, R. G., Blankenship, D. D., Casassa, G., Catania, G., Callens, D., Conway, H., Cook, A. J., Corr, H. F. J., Damaske, D., Damm, V., Ferraccioli, F., Forsberg, R., Fujita, S., Gim, Y., Gogineni, P., Griggs, J. A., Hindmarsh, R. C. A., Holmlund, P., Holt, J. W., Jacobel, R. W., Jenkins, A., Jokat, W., Jordan, T., King, E. C., Kohler, J., Krabill, W., Riger-Kusk, M., Langle, K. A., Leitchenkov, G., Leuschen, C., Luyendyk, B. P., Matsuoka, K., Mouginot, J., Nitsche, F. O., Nogi, Y., Nost, O. A., Popov, S. V., Rignot, E., Rippin, D. M., Rivera, A., Roberts, J., Ross, N., Siegert, M. J., Smith, A. M., Steinhage, D., Studinger, M., Sun, B., Tinto, B. K., Welch, B. C., Wilson, D., Young, D. A., Xiangbin, C., & Zirizzotti, A. (2013). Bedmap2 : improved ice bed, surface and thickness datasets for Antarctica. *The Cryosphere*, 7(1), 375–393.
- Frey, H., Machguth, H., Huss, M., Huggel, C., Bajracharya, S., Bolch, T., Kulkarni, A., Linsbauer, A., Salzmann, N., & Stoffel, M. (2013). Ice volume estimates for the Himalaya–Karakoram region : evaluating different methods. *The Cryosphere Discussions*, 7(5), 4813–4854.
- Gantayat, P., Kulkarni, A. V., & Srinivasan, J. (2014). Estimation of ice thickness using surface velocities and slope : case study at Gangotri Glacier, India. *Journal of Glaciology*, 60(220).
- Gardelle, J. (2012). *Evolution récente des glaciers du Pamir - Karakoram - Himalaya : apport de l'imagerie satellite*. Ph.D. thesis, UJF, Grenoble.
- Gardelle, J., Berthier, E., & Arnaud, Y. (2012). Slight mass gain of Karakoram glaciers in the early twenty-first century. *Nature Geoscience*, 5(5), 322–325.
- Gardelle, J., Berthier, E., Arnaud, Y., & Kääb, A. (2013). Region-wide glacier mass balances over the Pamir-Karakoram-Himalaya during 1999–2011. *The Cryosphere*, 7(4), 1263–1286.
- Gardner, A. S., Moholdt, G., Cogley, J. G., Wouters, B., Arendt, A. A., Wahr, J., Berthier, E., Hock, R., Pfeffer, W. T., Kaser, G., Ligtenberg, S. R. M., Bolch, T., Sharp, M. J., Hagen, J. O., van den Broeke, M. R., & Paul, F. (2013). A Reconciled Estimate of Glacier Contributions to Sea Level Rise : 2003 to 2009. *Science*, 340(6134), 852–857.
- Gilbert, A., Vincent, C., Gagliardini, O., Krug, J., & Berthier, E. (2015). Assessment of thermal change in cold avalanching glaciers in relation to climate warming : COLD AVALANCHING GLACIERS INSTABILITY. *Geophysical Research Letters*, 42(15), 6382–6390.
- Goldstein, R. M., Engelhardt, H., Kamb, B., & Frolich, R. M. (1993). Satellite radar interferometry for monitoring ice sheet motion : Application to an Antarctic ice stream. *Science*, 262(5139), 1525–1530.
- Gourmelen, N., Kim, S. W., Shepherd, A., Park, J. W., Sundal, A. V., Björnsson, H., & Palsson, F. (2011). Ice velocity determined using conventional and multiple-aperture InSAR. *Earth and Planetary Science Letters*, 307(1), 156–160.
- Gray, L., Burgess, D., Copland, L., Cullen, R., Galin, N., Hawley, R., & Helm, V. (2013). Interferometric swath processing of Cryosat-2 data for glacial ice topography. *The Cryosphere Discussions*, 7(3), 3133–3162.
- Gudbjartsson, H., & Patz, S. (1995). The Rician distribution of noisy MRI data. *Magnetic resonance in medicine*, 34(6), 910–914.
- Gudmundsson, G., & Bauder, A. (1999). Towards an Indirect Determination of the Mass-balance Distribution of Glaciers using the Kinematic Boundary Condition. *Geografiska Annaler : Series A, Physical Geography*, 81(4), 575–583.
- Haeberli, W., Hoelzle, M., Suter, S., & World Glacier Monitoring Service (Eds.) (1998). *Into the second century of worldwide glacier monitoring - prospects and strategies : a contribution to the International Hydrological Programme (IHP) and the Global Environment Monitoring System (GEMS)*. No. 56 in Studies and reports in hydrology. Paris : UNESCO.

- Haeberli, W., & Hölzle, M. (1995). Application of inventory data for estimating characteristics of and regional climate-change effects on mountain glaciers : a pilot study with the European Alps. *Annals of glaciology*, 21, 206–212.
- Hawley, R. L., Shepherd, A., Cullen, R., Helm, V., & Wingham, D. J. (2009). Ice-sheet elevations from across-track processing of airborne interferometric radar altimetry. *Geophysical Research Letters*, 36(22).
- Heid, T., & Kääb, A. (2012a). Evaluation of existing image matching methods for deriving glacier surface displacements globally from optical satellite imagery. *Remote Sensing of Environment*, 118, 339–355.
- Heid, T., & Kääb, A. (2012b). Repeat optical satellite images reveal widespread and long term decrease in land-terminating glacier speeds. *The Cryosphere*, 6(2), 467–478.
- Herren, E. R., Hoelzle, M., & Maisch, M. (2001). The Swiss Glaciers. Tech. rep., Glaciological Commission (GC) of the Swiss Academy of Sciences (SAS).
- Hewitt, K. (2005). The Karakoram Anomaly? Glacier Expansion and the ‘Elevation Effect,’ Karakoram Himalaya. *Mountain Research and Development*, 25(4), 332–340.
- Hewitt, K. (2011). Glacier Change, Concentration, and Elevation Effects in the Karakoram Himalaya, Upper Indus Basin. *Mountain Research and Development*, 31(3), 188–200.
- Hoelzle, M., Chinn, T., Stumm, D., Paul, F., Zemp, M., & Haeberli, W. (2007). The application of glacier inventory data for estimating past climate change effects on mountain glaciers : A comparison between the European Alps and the Southern Alps of New Zealand. *Global and Planetary Change*, 56(1-2), 69–82.
- Howat, I. M., Smith, B. E., Joughin, I., & Scambos, T. A. (2008). Rates of southeast Greenland ice volume loss from combined ICESat and ASTER observations. *Geophysical Research Letters*, 35(17), L17505.
- Hubbard, A., Willis, I., Sharp, M., Mair, D., Nienow, P., Hubbard, B., & Blatter, H. (2000). Glacier mass-balance determination by remote sensing and high-resolution modelling. *Journal of Glaciology*, 46(154), 491–498.
- Huss, M. (2013). Density assumptions for converting geodetic glacier volume change to mass change. *The Cryosphere*, 7(3), 877–887.
- Huss, M., Bauder, A., & Funk, M. (2009). Homogenization of long-term mass-balance time series. *Annals of Glaciology*, 50(50), 198–206.
- Huss, M., Dhulst, L., & Bauder, A. (2015). New long-term mass-balance series for the Swiss Alps. *Journal of Glaciology*, 61(227), 551–562.
- Huss, M., & Farinotti, D. (2012). Distributed ice thickness and volume of all glaciers around the globe. *Journal of Geophysical Research : Earth Surface*, 117(F4), F04010.
- Huss, M., Sugiyama, S., Bauder, A., & Funk, M. (2007). Retreat Scenarios of Unteraargletscher, Switzerland, Using a Combined Ice-Flow Mass-Balance Model. *Arctic, Antarctic, and Alpine Research*, 39(3), 422–431.
- Immerzeel, W. W., Beek, L. P. H. v., & Bierkens, M. F. P. (2010). Climate Change Will Affect the Asian Water Towers. *Science*, 328(5984), 1382–1385.
- Immerzeel, W. W., Pellicciotti, F., & Bierkens, M. F. P. (2013). Rising river flows throughout the twenty-first century in two Himalayan glacierized watersheds. *Nature Geoscience*, advance online publication.

- Jaber, W. A., Floricioiu, D., Rott, H., & Eineder, M. (2013). Surface elevation changes of glaciers derived from SRTM and TanDEM-X DEM differences. In *Geoscience and Remote Sensing Symposium (IGARSS), 2013 IEEE International*, (pp. 1893–1896).
- Jacob, T., Wahr, J., Pfeffer, W. T., & Swenson, S. (2012). Recent contributions of glaciers and ice caps to sea level rise. *Nature*, 482(7386), 514–518.
- Johannesson, T., Raymond, C. F., & Waddington, E. D. (1989). A simple method for determining the response time of glaciers. *Glacier fluctuations and climatic change. Dordrecht, etc., Kluwer Academic Publishers*, (pp. 343–352).
- Jouvet, G., Huss, M., Funk, M., & Blatter, H. (2011). Modelling the retreat of Grosser Aletschgletscher, Switzerland, in a changing climate. *Journal of Glaciology*, 57(206), 1033–1045.
- Kaser, G., Cogley, J. G., Dyurgerov, M. B., Meier, M. F., & Ohmura, A. (2006). Mass balance of glaciers and ice caps : Consensus estimates for 1961–2004. *Geophysical Research Letters*, 33(19).
- Kienholz, C., Rich, J. L., Arendt, A. A., & Hock, R. (2014). A new method for deriving glacier centerlines applied to glaciers in Alaska and northwest Canada. *The Cryosphere*, 8(2), 503–519.
- Kotliakov, V. M. (1996). *Variations of Snow and Ice in the past and at present on a Global and Regional Scale*. Citeseer.
- Kovalsky, V., & Roy, D. P. (2013). The global availability of Landsat 5 TM and Landsat 7 ETM+ land surface observations and implications for global 30 m Landsat data product generation. *Remote Sensing of Environment*, 130, 280–293.
- Kääb, A. (2000). Photogrammetric reconstruction of glacier mass balance using a kinematic ice-flow model : a 20 year time series on Grubengletscher, Swiss Alps. *Annals of Glaciology*, 31(1), 45–52.
- Kääb, A. (2002). Monitoring high-mountain terrain deformation from repeated air-and spaceborne optical data : examples using digital aerial imagery and ASTER data. *ISPRS Journal of Photogrammetry and remote sensing*, 57(1), 39–52.
- Kääb, A. (2005). Combination of SRTM3 and repeat ASTER data for deriving alpine glacier flow velocities in the Bhutan Himalaya. *Remote Sensing of Environment*, 94(4), 463–474.
- Kääb, A., Berthier, E., Nuth, C., Gardelle, J., & Arnaud, Y. (2012). Contrasting patterns of early twenty-first-century glacier mass change in the Himalayas. *Nature*, 488(7412), 495–498.
- Kääb, A., Treichler, D., Nuth, C., & Berthier, E. (2015). Brief Communication : Contending estimates of 2003–2008 glacier mass balance over the Pamir–Karakoram–Himalaya. *The Cryosphere*, 9(2), 557–564.
- Lachaise, M., Balss, U., Fritz, T., & Breit, H. (2012). The dual-baseline interferometric processing chain for the TanDEM-X mission. In *Geoscience and Remote Sensing Symposium (IGARSS), 2012 IEEE International*, (pp. 5562–5565).
- Lanari, R., Casu, F., Manzo, M., Zeni, G., Berardino, P., Manunta, M., & Pepe, A. (2007). An overview of the small baseline subset algorithm : A DInSAR technique for surface deformation analysis. *Pure and Applied Geophysics*, 164(4), 637–661.
- Leclercq, P. W., Oerlemans, J., Basagic, H. J., Bushueva, I., Cook, A. J., & Le Bris, R. (2013). A data set of world-wide glacier length fluctuations. *The Cryosphere Discussions*, 7(5), 4775–4811.
- Lee, D., Storey, J., Choate, M., & Hayes, R. (2004). Four years of Landsat-7 on-orbit geometric calibration and performance. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 42(12), 2786–2795.

- Linsbauer, A., Paul, F., & Haeberli, W. (2012). Modeling glacier thickness distribution and bed topography over entire mountain ranges with GlabTop : Application of a fast and robust approach. *Journal of Geophysical Research*, 117(F3).
- Lliboutry, L. (1958). La dynamique de la Mer de Glace et la vague de 1891-95 d'après les mesures de Joseph Vallot. *IASH*, 46, 125–138.
- Lliboutry, L., & Reynaud, L. (1981). Global dynamics' of a temperate valley glacier, Mer de Glace, and past velocities deduced from Forbes' bands. *J. Glaciol*, 27(96), 207–226.
- Lucchitta, B. K., & Ferguson, H. M. (1986). Antarctica : measuring glacier velocity from satellite images. *Science*, 234(4780), 1105–1108.
- Luckman, A., Quincey, D., & Bevan, S. (2007). The potential of satellite radar interferometry and feature tracking for monitoring flow rates of Himalayan glaciers. *Remote Sensing of Environment*, 111(2), 172–181.
- Macarthur, J. L. (1976). Design of the SEASAT-A Radar Altimeter. In *OCEANS '76*, (pp. 222–229).
- Machguth, H., & Huss, M. (2014). The length of the glaciers in the world – a straightforward method for the automated calculation of glacier center lines. *The Cryosphere Discuss.*, 8(3), 2491–2528.
- Mayer, C., Lambrecht, A., Belo, M., Smiraglia, C., & Diolaiuti, G. (2006). Glaciological characteristics of the ablation zone of Baltoro glacier, Karakoram, Pakistan. *Annals of Glaciology*, 43(1), 123–131.
- Mayewski, P. A., & Jeschke, P. A. (1979). Himalayan and Trans-Himalayan glacier fluctuations since AD 1812. *Arctic and Alpine Research*, (pp. 267–287).
- McMillan, M., Corr, H., Shepherd, A., Ridout, A., Laxon, S., & Cullen, R. (2013). Three-dimensional mapping by CryoSat-2 of subglacial lake volume changes : 3D MAPPING BY CryoSat-2. *Geophysical Research Letters*, 40(16), 4321–4327.
- McMillan, M., Shepherd, A., Gourmelen, N., Dehecq, A., Leeson, A., Ridout, A., Flament, T., Hogg, A., Gilbert, L., Benham, T., van den Broeke, M., Dowdeswell, J. A., Fettweis, X., Noël, B., & Strozzi, T. (2014). Rapid dynamic activation of a marine-based Arctic ice cap. *Geophysical Research Letters*, 41(24), 2014GL062255.
- Meier, M. F., Dyurgerov, M. B., Rick, U. K., O'Neel, S., Pfeffer, W. T., Anderson, R. S., Anderson, S. P., & Glazovsky, A. F. (2007). Glaciers dominate eustatic sea-level rise in the 21st century. *Science*, 317(5841), 1064–1067.
- Mihalcea, C., Mayer, C., Diolaiuti, G., D'agata, C., Smiraglia, C., Lambrecht, A., Vuillermoz, E., & Tartari, G. (2008). Spatial distribution of debris thickness and melting from remote-sensing and meteorological data, at debris-covered Baltoro glacier, Karakoram, Pakistan. *Annals of glaciology*, 48(1), 49–57.
- Moreau, L., Polti, A., Danger, J.-L., Nicolas, J.-M., Fallourd, R., & Trouvé, E. (2010). De la roue au radar : quelques innovations en métrologie radar. In P. Picart (Ed.) *5ème Colloque Interdisciplinaire en Instrumentation (C2I)*, (pp. 110–118). Le Mans, France.
- Mouginot, J., & Rignot, E. (2015). Ice motion of the Patagonian Icefields of South America : 1984-2014. *Geophysical Research Letters*, 42(5), 1441–1449.
- Neckel, N., Braun, A., Kropáček, J., & Hochschild, V. (2013). Recent mass balance of the Purogagri Ice Cap, central Tibetan Plateau, by means of differential X-band SAR interferometry. *The Cryosphere*, 7(5), 1623–1633.
- Necsoiu, M., Leprince, S., Hooper, D. M., Dinwiddie, C. L., McGinnis, R. N., & Walter, G. R. (2009). Monitoring migration rates of an active subarctic dune field using optical imagery. *Remote Sensing of Environment*, 113(11), 2441–2447.

- Nuimura, T., Fujita, K., Yamaguchi, S., & Sharma, R. R. (2012). Elevation changes of glaciers revealed by multitemporal digital elevation models calibrated by GPS survey in the Khumbu region, Nepal Himalaya, 1992-2008. *Journal of Glaciology*, 58(210), 648–656.
- Nuth, C., & Kääb, A. (2011). Co-registration and bias corrections of satellite elevation data sets for quantifying glacier thickness change. *The Cryosphere*, 5(1), 271–290.
- Oerlemans, J., Anderson, B., Hubbard, A., Huybrechts, P., Johannesson, T., Knap, W. H., Schmeits, M., Stroeve, A. P., Van de Wal, R. S. W., & Wallinga, J. (1998). Modelling the response of glaciers to climate warming. *Climate Dynamics*, 14(4), 267–274.
- Oerlemans, J., & Fortuin, J. P. F. (1992). Sensitivity of Glaciers and Small Ice Caps to Greenhouse Warming. *Science*, 258(5079), 115–117.
- Paul, F., Bolch, T., Kääb, A., Nagler, T., Nuth, C., Scharrer, K., Shepherd, A., Strozzi, T., Ticconi, F., Bhambri, R., Berthier, E., Bevan, S., Gourmelen, N., Heid, T., Jeong, S., Kunz, M., Lauknes, T. R., Luckman, A., Merryman Boncori, J. P., Moholdt, G., Muir, A., Neelmeijer, J., Rankl, M., VanLooy, J., & Van Niel, T. (2013). The glaciers climate change initiative : Methods for creating glacier area, elevation change and velocity products. *Remote Sensing of Environment*.
- Paul, F., & Svoboda, F. (2010). A new glacier inventory on southern Baffin Island, Canada, from ASTER data : II. Data analysis, glacier change and applications. *Annals of Glaciology*, 50(53), 22–31.
- Pfeffer, W. T., Arendt, A. A., Bliss, A., Bolch, T., Cogley, J. G., Gardner, A. S., Hagen, J.-O., Hock, R., Kaser, G., Kienholz, C., & others (2014). The Randolph Glacier Inventory : a globally complete inventory of glaciers. *Journal of Glaciology*, 60(221), 537.
- Ponton, F., Trouve, E., Gay, M., Walpersdorf, A., Fallourd, R., Nicolas, J., Vernier, F., & Mugnier, J. (2014). Observation of the Argentière Glacier Flow Variability from 2009 to 2011 by TerraSAR-X and GPS Displacement Measurements. *IEEE Journal of Selected Topics in Applied Earth Observations and Remote Sensing*, Early Access Online.
- Prati, C., Ferretti, A., & Perissin, D. (2010). Recent advances on surface ground deformation measurement by means of repeated space-borne SAR observations. *Journal of Geodynamics*, 49(3-4), 161–170.
- Pritchard, H. D., Arthern, R. J., Vaughan, D. G., & Edwards, L. A. (2009). Extensive dynamic thinning on the margins of the Greenland and Antarctic ice sheets. *Nature*, 461(7266), 971–975.
- Purcell, A., Dehecq, A., Tregoning, P., Potter, E.-K., McClusky, S. C., & Lambeck, K. (2011). Relationship between glacial isostatic adjustment and gravity perturbations observed by GRACE. *Geophysical Research Letters*, 38(18), L18305.
- Quincey, D. J., Braun, M., Glasser, N. F., Bishop, M. P., Hewitt, K., & Luckman, A. (2011). Karakoram glacier surge dynamics. *Geophysical Research Letters*, 38(18), L18504.
- Quincey, D. J., Copland, L., Mayer, C., Bishop, M., Luckman, A., & Belo, M. (2009a). Ice velocity and climate variations for Baltoro Glacier, Pakistan. *Journal of Glaciology*, 55(194), 1061–1071.
- Quincey, D. J., Glasser, N. F., Cook, S. J., & Luckman, A. (2015). Heterogeneity in Karakoram glacier surges. *Journal of Geophysical Research : Earth Surface*, (p. 2015JF003515).
- Quincey, D. J., & Luckman, A. (2014). Brief Communication : On the magnitude and frequency of Khurdopin glacier surge events. *The Cryosphere*, 8(2), 571–574.
- Quincey, D. J., Luckman, A., & Benn, D. (2009b). Quantification of Everest region glacier velocities between 1992 and 2002, using satellite radar interferometry and feature tracking. *Journal of Glaciology*, 55(192), 596–606.

- Rabatel, A., Dedieu, J.-P., & Vincent, C. (2005). Using remote-sensing data to determine equilibrium-line altitude and mass-balance time series : validation on three French glaciers, 1994–2002. *Journal of Glaciology*, 51(175), 539–546.
- Rabatel, A., Letréguilly, A., Dedieu, J.-P., & Eckert, N. (2013). Changes in glacier equilibrium-line altitude in the western Alps from 1984 to 2010 : evaluation by remote sensing and modeling of the morpho-topographic and climate controls. *The Cryosphere*, 7(5), 1455–1471.
- Rabus, B. T., & Echelmeyer, K. A. (1997). The flow of a polythermal glacier : McCall Glacier, Alaska, U.S.A. *Journal of Glaciology*, 43(145), 522–536.
- Rabus, B. T., & Fatland, D. R. (2000). Comparison of SAR-interferometric and surveyed velocities on a mountain glacier : Black Rapids Glacier, Alaska, USA. *Journal of Glaciology*, 46(152), 119–128.
- Radić, V., Bliss, A., Beedlow, A. C., Hock, R., Miles, E., & Cogley, J. G. (2014). Regional and global projections of twenty-first century glacier mass changes in response to climate scenarios from global climate models. *Climate Dynamics*, 42(1-2), 37–58.
- Radić, V., & Hock, R. (2010). Regional and global volumes of glaciers derived from statistical upscaling of glacier inventory data. *Journal of Geophysical Research : Earth Surface*, 115(F1).
- Ramillien, G., Lombard, A., Cazenave, A., Ivins, E., Llubes, M., Remy, F., & Biancale, R. (2006). Interannual variations of the mass balance of the Antarctica and Greenland ice sheets from GRACE. *Global and Planetary Change*, 53(3), 198–208.
- Raney, R. (1998). The delay/Doppler radar altimeter. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 36(5), 1578–1588.
- Rankl, M., Kienholz, C., & Braun, M. (2014). Glacier changes in the Karakoram region mapped by multitemission satellite imagery. *The Cryosphere*, 8(3), 977–989.
- Raup, B., Kääb, A., Kargel, J. S., Bishop, M. P., Hamilton, G., Lee, E., Paul, F., Rau, F., Soltesz, D., Khalsa, S. J. S., Beedle, M., & Helm, C. (2007). Remote sensing and GIS technology in the Global Land Ice Measurements from Space (GLIMS) Project. *Computers & Geosciences*, 33(1), 104–125.
- Redpath, T. A. N., Sirguey, P., Fitzsimons, S. J., & Kääb, A. (2013). Accuracy assessment for mapping glacier flow velocity and detecting flow dynamics from ASTER satellite imagery : Tasman Glacier, New Zealand. *Remote Sensing of Environment*, 133, 90–101.
- Ribstein, P., Tiriau, E., Francou, B., & Saravia, R. (1995). Tropical climate and glacier hydrology : a case study in Bolivia. *Journal of Hydrology*, 165(1–4), 221–234.
- Rice, S. O. (1944). Mathematical Analysis of Random Noise. *Bell System Technical Journal*, 23(3), 282–332.
- Rignot, E., Mouginot, J., & Scheuchl, B. (2011). Ice Flow of the Antarctic Ice Sheet. *Science*, 333(6048), 1427–1430.
- Riva, R. E., Gunter, B. C., Urban, T. J., Vermeersen, B. L., Lindenbergh, R. C., Helsen, M. M., Bamber, J. L., van de Wal, R. S., van den Broeke, M. R., & Schutz, B. E. (2009). Glacial Isostatic Adjustment over Antarctica from combined ICESat and GRACE satellite data. *Earth and Planetary Science Letters*, 288(3–4), 516–523.
- Rossi, C., Gonzalez, F. R., Fritz, T., Yague-Martinez, N., & Eineder, M. (2012). TanDEM-X calibrated Raw DEM generation. *ISPRS Journal of Photogrammetry and Remote Sensing*, 73, 12–20.
- Rousseeuw, P. J., & Hubert, M. (2011). Robust statistics for outlier detection. *Wiley Interdisciplinary Reviews : Data Mining and Knowledge Discovery*, 1(1), 73–79.

- Rémy, F., & Testut, L. (2006). Mais comment s'écoule donc un glacier ? Aperçu historique. *Comptes Rendus Geoscience*, 338(5), 368–385.
- Sakai, A., Fujita, K., Duan, K., Pu, J., Nakawo, M., & Yao, T. (2006). Five decades of shrinkage of July 1st glacier, Qilian Shan, China. *Journal of Glaciology*, 52(176), 11–16.
- Sarikaya, M. A., Bishop, M. P., Shroder, J. F., & Olsenholler, J. A. (2012). Space-based observations of Eastern Hindu Kush glaciers between 1976 and 2007, Afghanistan and Pakistan. *Remote Sensing Letters*, 3(1), 77–84.
- Scambos, T. A., Dutkiewicz, M. J., Wilson, J. C., & Bindshadler, R. A. (1992). Application of image cross-correlation to the measurement of glacier velocity using satellite image data. *Remote Sensing of Environment*, 42(3), 177–186.
- Scherler, D., Bookhagen, B., & Strecker, M. R. (2011a). Hillslope-glacier coupling : The interplay of topography and glacial dynamics in High Asia. *Journal of Geophysical Research : Earth Surface*, 116(F2), F02019.
- Scherler, D., Bookhagen, B., & Strecker, M. R. (2011b). Spatially variable response of Himalayan glaciers to climate change affected by debris cover. *Nature Geoscience*, 4(3), 156–159.
- Scherler, D., Leprince, S., & Strecker, M. R. (2008). Glacier-surface velocities in alpine terrain from optical satellite imagery—Accuracy improvement and quality assessment. *Remote Sensing of Environment*, 112(10), 3806–3819.
- Schutz, B. E., Zwally, H. J., Shuman, C. A., Hancock, D., & DiMarzio, J. P. (2005). Overview of the ICESat Mission. *Geophysical Research Letters*, 32(21).
- Schäfer, M. (2007). *MODÉLISATION DE L'ÉCOULEMENT DES GLACIERS TEMPÉRÉS*. Ph.D. thesis, Université Joseph-Fourier - Grenoble I.
- Sevestre, H., & Benn, D. I. (2015). Climatic and geometric controls on the global distribution of surge-type glaciers : implications for a unifying model of surging. *Journal of Glaciology*, 61(228), 646–662.
- Shea, J. M., Immerzeel, W. W., Wagnon, P., Vincent, C., & Bajracharya, S. (2015). Modelling glacier change in the Everest region, Nepal Himalaya. *The Cryosphere*, 9(3), 1105–1128.
- Shepherd, A., Ivins, E. R., A, G., Barletta, V. R., Bentley, M. J., Bettadpur, S., Briggs, K. H., Bromwich, D. H., Forsberg, R., Galin, N., Horwath, M., Jacobs, S., Joughin, I., King, M. A., Lenaerts, J. T. M., Li, J., Ligtenberg, S. R. M., Luckman, A., Luthcke, S. B., McMillan, M., Meister, R., Milne, G., Mouginot, J., Muir, A., Nicolas, J. P., Paden, J., Payne, A. J., Pritchard, H., Rignot, E., Rott, H., Sørensen, L. S., Scambos, T. A., Scheuchl, B., Schrama, E. J. O., Smith, B., Sundal, A. V., Angelen, J. H. v., Berg, W. J. v. d., Broeke, M. R. v. d., Vaughan, D. G., Velicogna, I., Wahr, J., Whitehouse, P. L., Wingham, D. J., Yi, D., Young, D., & Zwally, H. J. (2012). A Reconciled Estimate of Ice-Sheet Mass Balance. *Science*, 338(6111), 1183–1189.
- Shroder, J. F., Bishop, M. P., Copland, L., & Sloan, V. F. (2000). Debris-covered Glaciers and Rock Glaciers in the Nanga Parbat Himalaya, Pakistan. *Geografiska Annaler : Series A, Physical Geography*, 82(1), 17–31.
- Song, H., Huang, B., Liu, Q., & Zhang, K. (2015). Improving the Spatial Resolution of Landsat TM/ETM+ Through Fusion With SPOT5 Images via Learning-Based Super-Resolution. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 53(3), 1195–1204.
- Span, N., & Kuhn, M. (2003). Simulating annual glacier flow with a linear reservoir model. *Journal of Geophysical Research : Atmospheres*, 108(D10), 4313.

- Span, N., Kuhn, M. H., & Schneider, H. (1997). 100 years of ice dynamics of Hintereisferner, Central Alps, Austria, 1894-1994. *Annals of Glaciology*, 24, 297–302.
- Storey, J., & Choate, M. (2004). Landsat-5 bumper-mode geometric correction. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 42(12), 2695–2703.
- Strozzi, T., Gudmundsson, G. H., & Wegmüller, U. (2002a). Estimation of the surface displacement of Swiss alpine glaciers using satellite radar interferometry. In *Proceedings of EARSeL-LISSIG-Workshop Observing our Cryosphere from Space*, vol. 4.
- Strozzi, T., Luckman, A., Murray, T., Wegmüller, U., & Werner, C. L. (2002b). Glacier motion estimation using SAR offset-tracking procedures. *Geoscience and Remote Sensing, IEEE Transactions on*, 40(11), 2384–2391.
- Sugiyama, S., & Gudmundsson, G. H. (2004). Short-term variations in glacier flow controlled by subglacial water pressure at Lauteraargletscher, Bernese Alps, Switzerland. *Journal of Glaciology*, 50(170), 353–362.
- Tapley, B. D., Bettadpur, S., Watkins, M., & Reigber, C. (2004). The gravity recovery and climate experiment : Mission overview and early results. *Geophysical Research Letters*, 31(9).
- Tedstone, A. J., Nienow, P., Gourmelen, N., Dehecq, A., Goldberg, D., & Hanna, E. (2015). Decadal slowdown of a land-terminating sector of the Greenland Ice Sheet despite warming. *Nature*, *in press*.
- Thibert, E., Blanc, R., Vincent, C., & Eckert, N. (2008). Instruments and Methods Glaciological and volumetric mass-balance measurements : error analysis over 51 years for Glacier de Sarennes, French Alps. *Journal of Glaciology*, 54(186), 522–532.
- Trouvé, E., Vasile, G., Gay, M., Bombrun, L., Grussenmeyer, P., Landes, T., Nicolas, J. M., Bolon, P., Petillot, I., & Julea, A. (2007). Combining airborne photographs and spaceborne SAR data to monitor temperate glaciers : Potentials and limits. *Geoscience and Remote Sensing, IEEE Transactions on*, 45(4), 905–924.
- Tsutaki, S., Nishimura, D., Yoshizawa, T., & Sugiyama, S. (2011). Changes in glacier dynamics under the influence of proglacial lake formation in Rhonegletscher, Switzerland. *Annals of Glaciology*, 52(58), 31–36.
- Tucker, C. J., Grant, D. M., & Dykstra, J. D. (2004). NASA's global orthorectified Landsat data set. *Photogrammetric engineering and remote sensing*, 70(3), 313–322.
- Vallot, J. (1900). Expériences sur la marche et la variation de la Mer de Glace. *Annales de l'Observatoire Météorologique. Physique et Glaciaire du Mont-Blanc*, 4, 1815–1817.
- Vaughan, D. G., Comiso, J., Allison, I., Carrasco, J., Kaser, G., Kwok, R., Mote, P., Murray, T., Paul, F., Ren, J., Rignot, E., Solomina, O., Steffen, K., & Zhang, T. (2013). Observations : Cryosphere. In *Climate Change 2013 : The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change [Stocker, T.F., D. Qin, G.-K. Plattner, M. Tignor, S.K. Allen, J. Boschung, A. Nauels, Y. Xia, V. Bex and P.M. Midgley (eds.)]*. Cambridge university press, cambridge, united kingdom and new york, ny, usa. ed.
- Vincent, C., Desclotres, M., Garambois, S., Legchenko, A., Guyard, H., & Gilbert, A. (2012). Detection of a subglacial lake in Glacier de Tête Rousse (Mont Blanc area, France). *Journal of Glaciology*, 58(211), 866–878.
- Vincent, C., Kappenberger, G., Valla, F., Bauder, A., Funk, M., & Le Meur, E. (2004). Ice ablation as evidence of climate change in the Alps over the 20th century. *Journal of Geophysical Research : Atmospheres*, 109(D10).

- Vincent, C., Ramanathan, A., Wagnon, P., Dobhal, D. P., Linda, A., Berthier, E., Sharma, P., Arnaud, Y., Azam, M. F., Jose, P. G., & Gardelle, J. (2013). Balanced conditions or slight mass gain of glaciers in the Lahaul and Spiti region (northern India, Himalaya) during the nineties preceded recent mass loss. *The Cryosphere*, 7(2), 569–582.
- Vincent, C., Ribstein, P., Favier, V., Wagnon, P., Francou, B., Le Meur, E., & Six, D. (2005). Glacier fluctuations in the Alps and in the tropical Andes. *Comptes Rendus Geoscience*, 337(1–2), 97–106.
- Vincent, C., Soruco, A., Six, D., & Le Meur, E. (2009). Glacier thickening and decay analysis from 50 years of glaciological observations performed on Glacier d’Argentière, Mont Blanc area, France. *Annals of glaciology*, 50(50), 73–79.
- Vincent, C., Vallon, M., Reynaud, L., & Le Meur, E. (2000). Dynamic behaviour analysis of glacier de Saint Sorlin, France, from 40 years of observations, 1957–97. *Journal of Glaciology*, 46(154), 499–506.
- Vivian, R. (2005). *Les glaciers du Mont-Blanc*. La Fontaine de Silo .
- Vivian, R. A., & Zumstein, J. (1973). Hydrologie sous-glaciaire au glacier d’Argentière (Mont-Blanc, France). In *Symposium on the Hydrology of Glaciers, IAHS Publ*, vol. 95, (pp. 53–64).
- Wagnon, P., Linda, A., Arnaud, Y., Kumar, R., Sharma, P., Vincent, C., Pottakkal, J. G., Berthier, E., Ramanathan, A., & Hasnain, S. I. (2007). Four years of mass balance on Chhota Shigri Glacier, Himachal Pradesh, India, a new benchmark glacier in the western Himalaya. *Journal of Glaciology*, 53(183), 603–611.
- Wagnon, P., Vincent, C., Arnaud, Y., Berthier, E., Vuillermoz, E., Gruber, S., M n goz, M., Gilbert, A., Dumont, M., Shea, J. M., Stumm, D., & Pokhrel, B. K. (2013). Seasonal and annual mass balances of Mera and Pokalde glaciers (Nepal Himalaya) since 2007. *The Cryosphere*, 7(6), 1769–1786.
- Webster, P. J., Maga a, V. O., Palmer, T. N., Shukla, J., Tomas, R. A., Yanai, M. u., & Yasunari, T. (1998). Monsoons : Processes, predictability, and the prospects for prediction. *Journal of Geophysical Research*, 103(C7), 14451–14510.
- Weertman, J. (1957). On the sliding of glaciers. *J. Glaciol*, 3(21), 33–38.
- Werner, C., Wegmüller, U., Strozzi, T., & Wiesmann, A. (2000). Gamma SAR and interferometric processing software. In *ERS-ENVISAT Symposium, Gothenburg, Sweden*, (pp. 16–20). Citeseer.
- Wiley, W. C. (1954). Pulse generator. U.S. Classification : 315/166 ; 315/188 ; 315/208 ; 315/230 ; 327/183.
- Williams, R., & Hall, D. (1993). Glaciers. In *Atlas of Satellite Observations Related to Global Change*. Cambridge University Press.
- Willis, M. J., Melkonian, A. K., Pritchard, M. E., & Ramage, J. M. (2012). Ice loss rates at the Northern Patagonian Icefield derived using a decade of satellite remote sensing. *Remote Sensing of Environment*, 117, 184–198.
- Wingham, D., Francis, C., Baker, S., Bouzinac, C., Brockley, D., Cullen, R., de Chateau-Thierry, P., Laxon, S., Mallow, U., Mavrocordatos, C., Phalippou, L., Ratier, G., Rey, L., Rostan, F., Viau, P., & Wallis, D. (2006). CryoSat : A mission to determine the fluctuations in Earth’s land and marine ice fields. *Advances in Space Research*, 37(4), 841–871.
- Wulder, M. A., & Coops, N. C. (2014). Satellites : Make Earth observations open access. *Nature*, 513(7516), 30–31.

- Yan, Y., Mauris, G., Trouvé, E., & Pinel, V. (2012). Fuzzy Uncertainty Representations of Coseismic Displacement Measurements Issued From SAR Imagery. *IEEE Transactions on Instrumentation and Measurement*, 61(5), 1278 – 1286.
- Yatagai, A., Kamiguchi, K., Arakawa, O., Hamada, A., Yasutomi, N., & Kitoh, A. (2012). APHRODITE : Constructing a long-term daily gridded precipitation dataset for Asia based on a dense network of rain gauges. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 93(9), 1401–1415.
- Zemp, M., Frey, H., Gärtner-Roer, I., Nussbaumer, S. U., Hoelzle, M., Paul, F., Haeberli, W., Denzinger, F., Ahlstrøm, A. P., Anderson, B., Bajracharya, S., Baroni, C., Braun, L. N., Cáceres, B. E., Casassa, G., Cobos, G., Dávila, L. R., Delgado Granados, H., Demuth, M. N., Espizua, L., Fischer, A., Fujita, K., Gadek, B., Ghazanfar, A., Hagen, J. O., Holmlund, P., Karimi, N., Li, Z., Pelto, M., Pitte, P., Popovnin, V. V., Portocarrero, C. A., Prinz, R., Sangewar, C. V., Severskiy, I., Sigurðsson, O., Soruco, A., Usabaliev, R., & Vincent, C. (2015). Historically unprecedented global glacier decline in the early 21st century. *Journal of Glaciology*, 61(228), 745–762.
- Zemp, M., Hoelzle, M., & Haeberli, W. (2009). Six decades of glacier mass-balance observations : a review of the worldwide monitoring network. *Annals of Glaciology*, 50(50), 101–111.
- Zink, M., Krieger, G., Fiedler, H., & Moreira, A. (2007). The TanDEM-X mission : Overview and status. In *Geoscience and Remote Sensing Symposium, 2007. IGARSS 2007. IEEE International*, (pp. 3944–3947). IEEE.

Liste de publications

Articles dans des revues internationales avec comité de lecture

- Yan Y., **Dehecq A.**, Trouvé E., Mauris G., Gourmelen N., Vernier F. "Fusion of remotely sensed displacement measurements : current status and challenges", *Geoscience and Remote Sensing Magazine*, 2015, révisions majeures requises.
- Tedstone, A. J., Nienow, P., Gourmelen, N., **Dehecq A.**, Goldberg, D., Hanna, E., "Decadal slowdown of a land-terminating sector of the Greenland Ice Sheet despite warming", *Nature*, 2015, 526, pp.692-695.
- Benoit L., **Dehecq A.**, Pham H.T., Vernier F., Trouvé E., Moreau L., Martin O., Thom C., Desseilligny M.-P., Briole P., "Multi-method monitoring of Glacier d'Argentière dynamics", *Annals of Glaciology*, International Glaciological Society, 2015, 56 (70), pp.118-128.
- **Dehecq A.**, Gourmelen N., Trouvé E., "Deriving large-scale glacier velocities from a complete satellite archive : Application to the Pamir-Karakoram-Himalaya", *Remote Sensing of Environment*, Elsevier, 2015, 162, pp.55-66.
- Mcmillan M., Shepherd A., Gourmelen N., **Dehecq A.**, Leeson A., Ridout A., Flament T., Gilbert L., Benham T., Van Den Broeke M., Dowdeswell J., Fettweis X., Noël B., Strozzi T., "Rapid dynamic activation of a marine-based Arctic ice cap", *Geophysical Research Letters*, American Geophysical Union (AGU), 2014, pp.2014GL062255.

Communications dans des congrès internationaux avec actes et comité de lecture

- Millan R., **Dehecq A.**, Trouvé E., Gourmelen N., Berthier E., "Elevation changes and X-band ice and snow penetration inferred from TanDEM-X data of the Mont-Blanc area", 8th International Workshop on the Analysis of Multitemporal Remote Sensing Images (Multi-Temp), Jul 2015, Annecy, France.
- **Dehecq A.**, Trouvé E., Gourmelen N., "Determination of glacier velocities at a large spatial scale from optical satellite archives", IEEE International Geoscience and Remote Sensing Symposium (IGARSS), Jul 2014, Quebec, Canada.

Communications dans des congrès internationaux sans acte

- **Dehecq A.**, Gourmelen N., Trouvé E., "Glacier dynamics of the Pamir-Karakoram-Himalaya region over the last 40 years", International Symposium on Glaciology in High-Mountain Asia, Mar 2015, Kathmandu, Nepal (oral)
- **Dehecq A.**, Gourmelen N., Trouvé E., "Monitoring of time and space evolution of glaciers' flow at the scale of the Karakoram and Himalayas", EGU General Assembly, Apr 2014, Vienna, Austria (oral)
- **Dehecq A.**, Gourmelen N., Shepherd A., Cullen R., Trouvé E., "Evaluation of CryoSat-2 for height retrieval over the Himalayan range", CryoSat-2 third user workshop, Mar 2013, Dresden,

Germany (poster)

- **Dehecq A.**, Gourmelen N., Trouvé E., "Towards a glacier velocity field at the scale of the Himalayas", ESA Living Planet symposium, Sep 2013, Edimbourg, United Kingdom (poster)
- **Dehecq A.**, Gourmelen N., Shepherd A., Trouvé E., "Evaluation of CryoSAT-2 for height retrieval over the Himalayan range", Earth observation and cryosphere science, Nov 2012, Frascati, Italy (poster)

Annexe A

Cette annexe présente les cartes de champs de vitesse et variations de vitesse pour 12 régions du Pamir-Karakoram-Himalaya, représentées sur la figure A.1, d'ouest en est, et les périodes indiquées dans le tableau A.1.

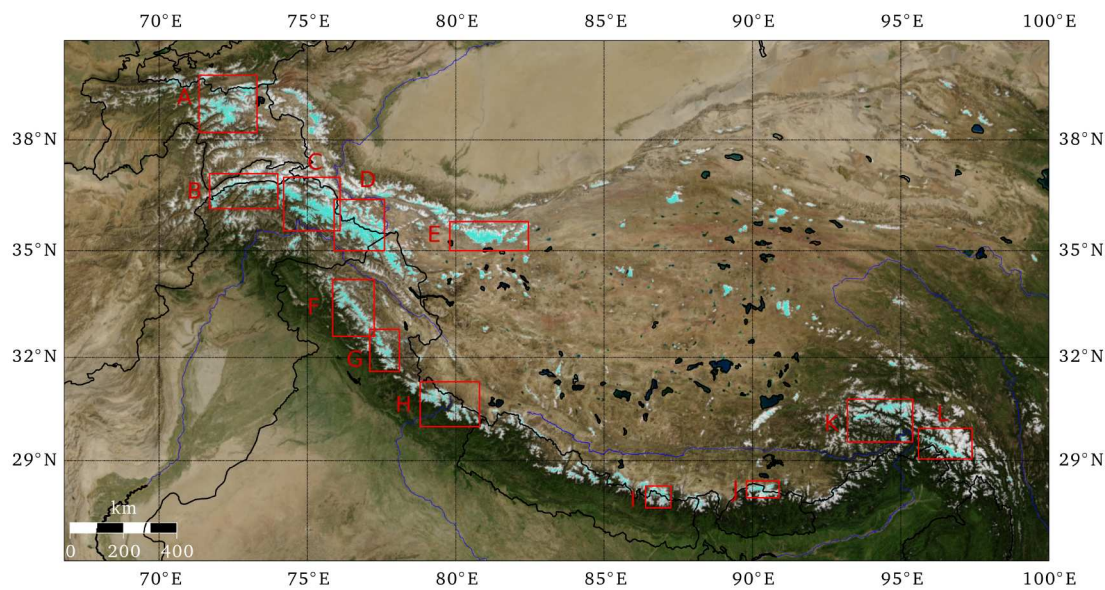


FIGURE A.1 – Régions du Pamir-Karakoram-Himalaya pour lesquelles les vitesses sont présentées dans cette annexe.

TABLE A.1 – Numéro de pages pour les figures par région et par période

Région	1972-1981 60 m	1998-2003 30 m	1999-2003 15 m	2008-2011 30 m	2013-2015 15 m	ddv 30 m	ddv 15 m
A - Pamir	176	177	178	179	180	181	182
B - Hindu-Kush	183	183	184	184	185	185	186
C - Karakoram Ouest	187	188	189	190	191	192	193
D - Karakoram Est	194	195	196	197	198	199	200
E - Kunlun	201	201	202	202	203	203	204
F - Jammu	205	206	207	208	209	210	211
G - Spiti-Lahaul	212	213	214	215	216	217	218
H - Gangotri	219	220	221	222	223	224	225
I - Everest	226	227	228	229	230	231	232
J - Bhoutan	233	233	234	234	235	235	236
K - Nyenchen Tangla	237	237	238	238	239	239	240
L - Hengduan Shan	241	241	242	242	243	243	244

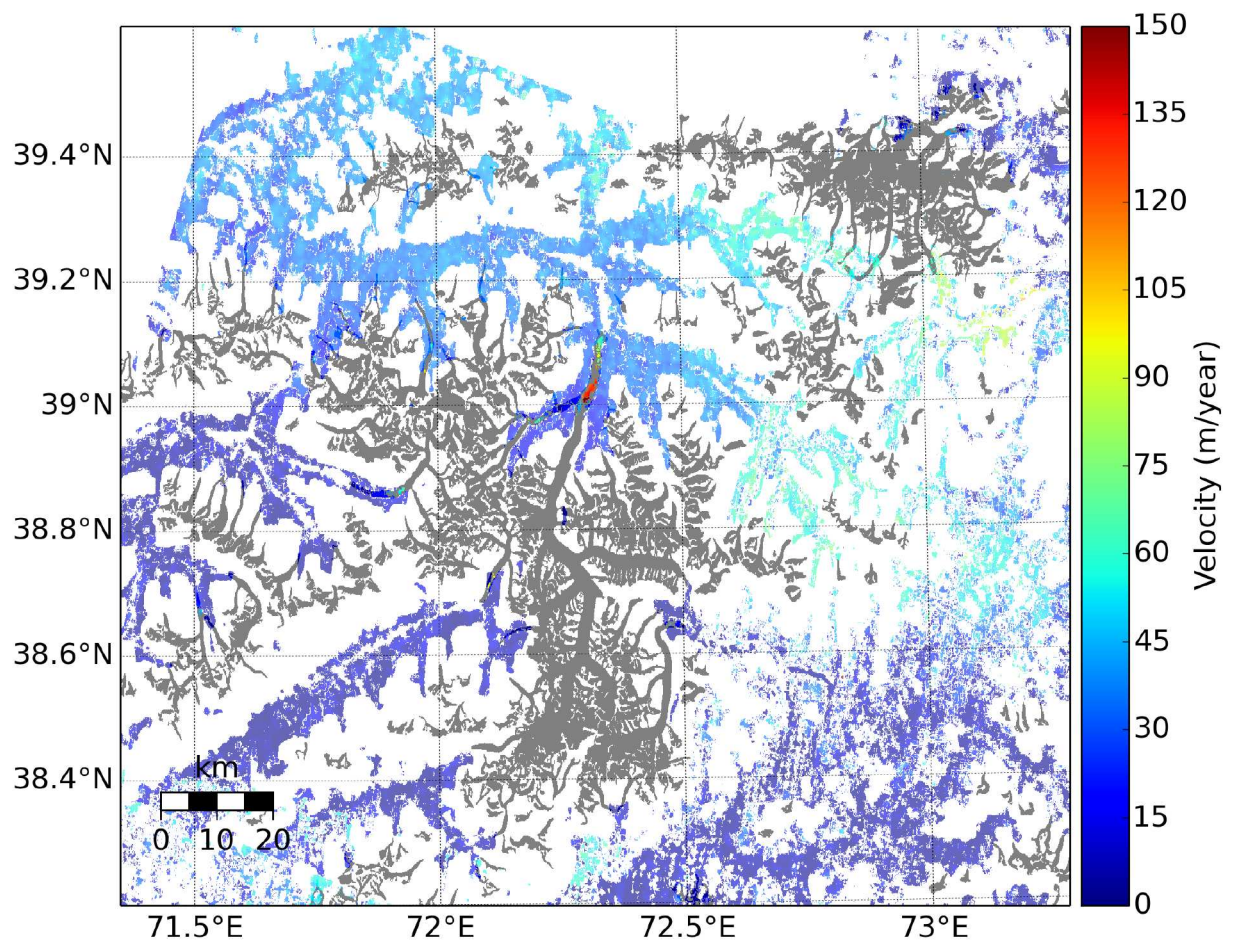


FIGURE A.2 – Vitesses obtenues sur la région du Pamir pour la période 1972-1981 à partir des images Landsat 1-3 (60 m)

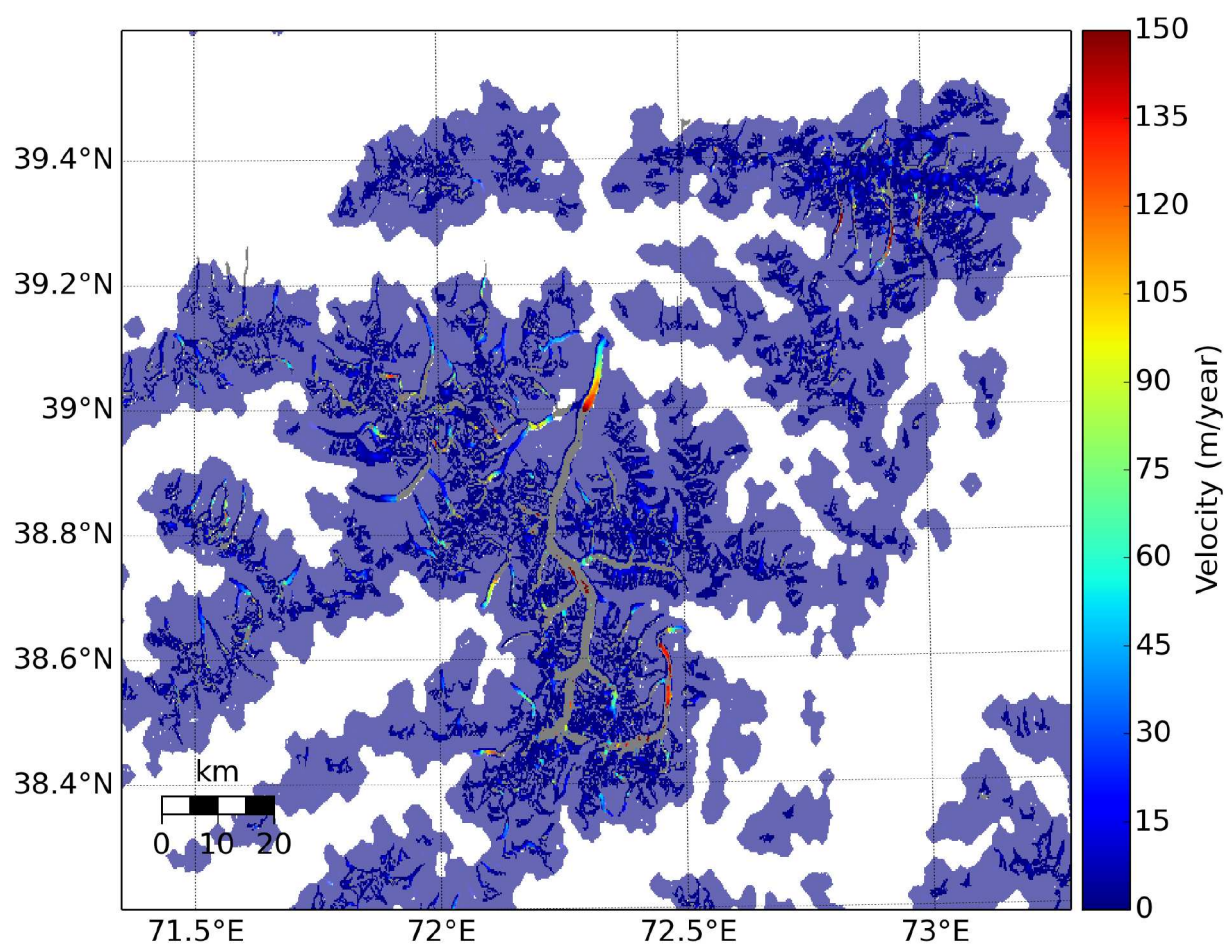


FIGURE A.3 – Vitesses obtenues sur la région du Pamir pour la période 1998-2003 à partir des images Landsat 5-7 (30 m)

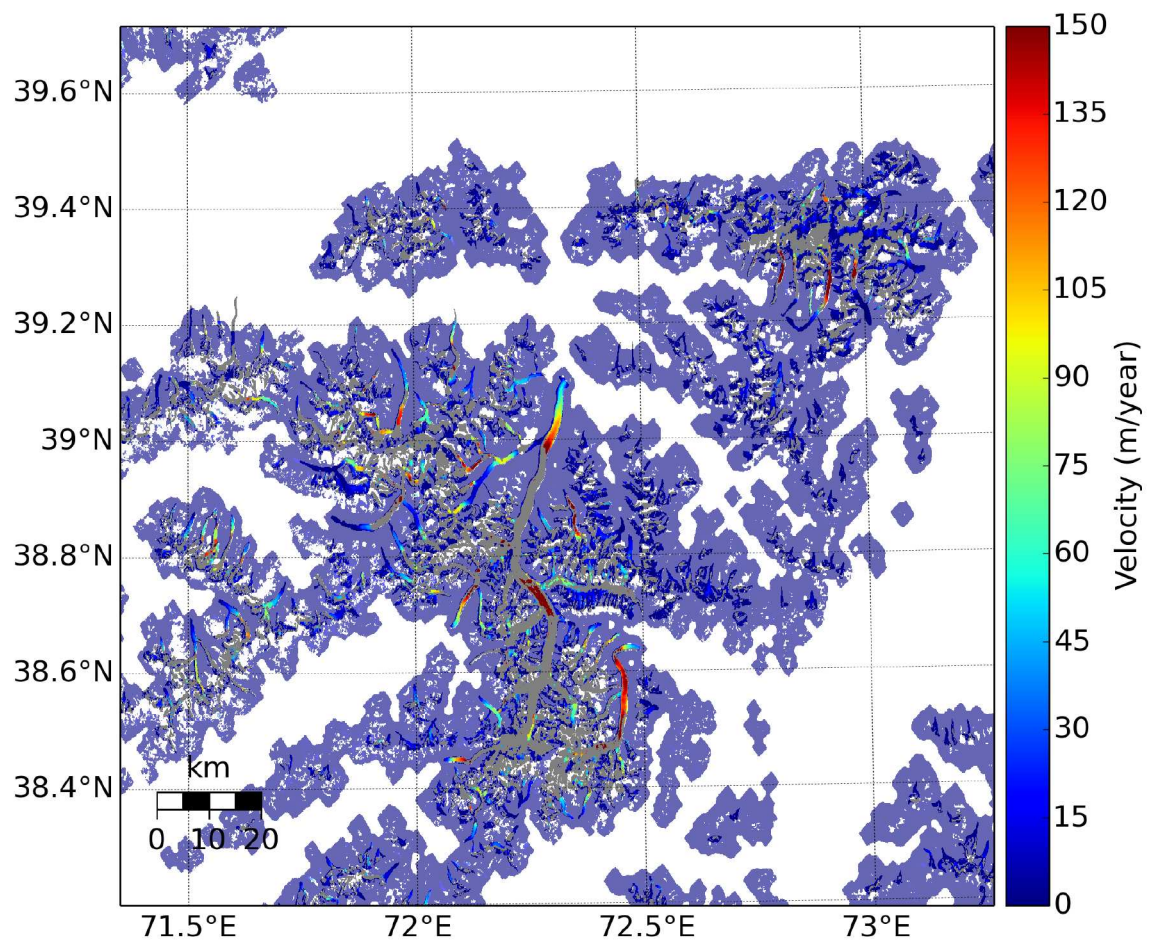


FIGURE A.4 – Vitesses obtenues sur la région du Pamir pour la période 1999-2003 à partir des images Landsat 7 (15 m)

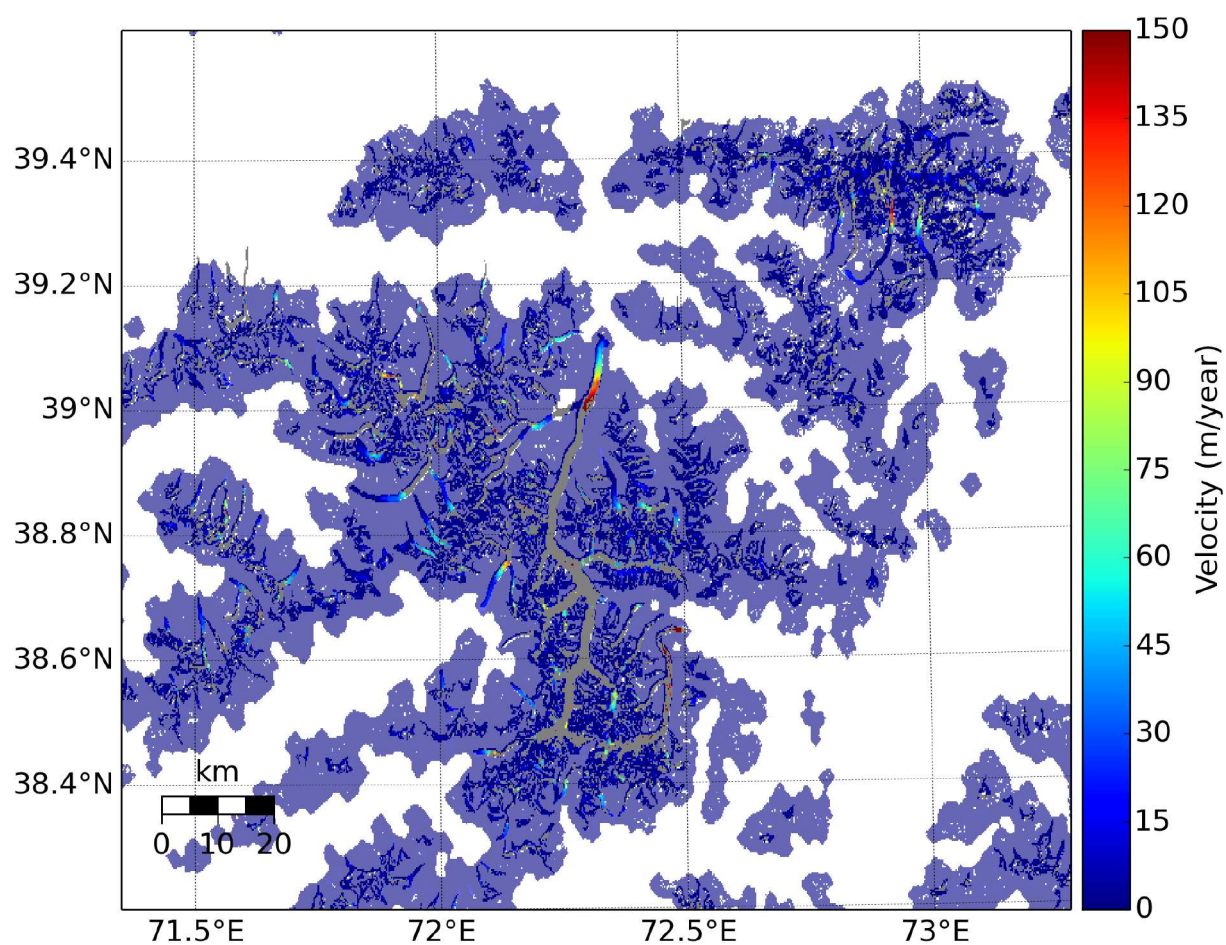


FIGURE A.5 – Vitesses obtenues sur la région du Pamir pour la période 2008-2011 à partir des images Landsat 5 (30 m)

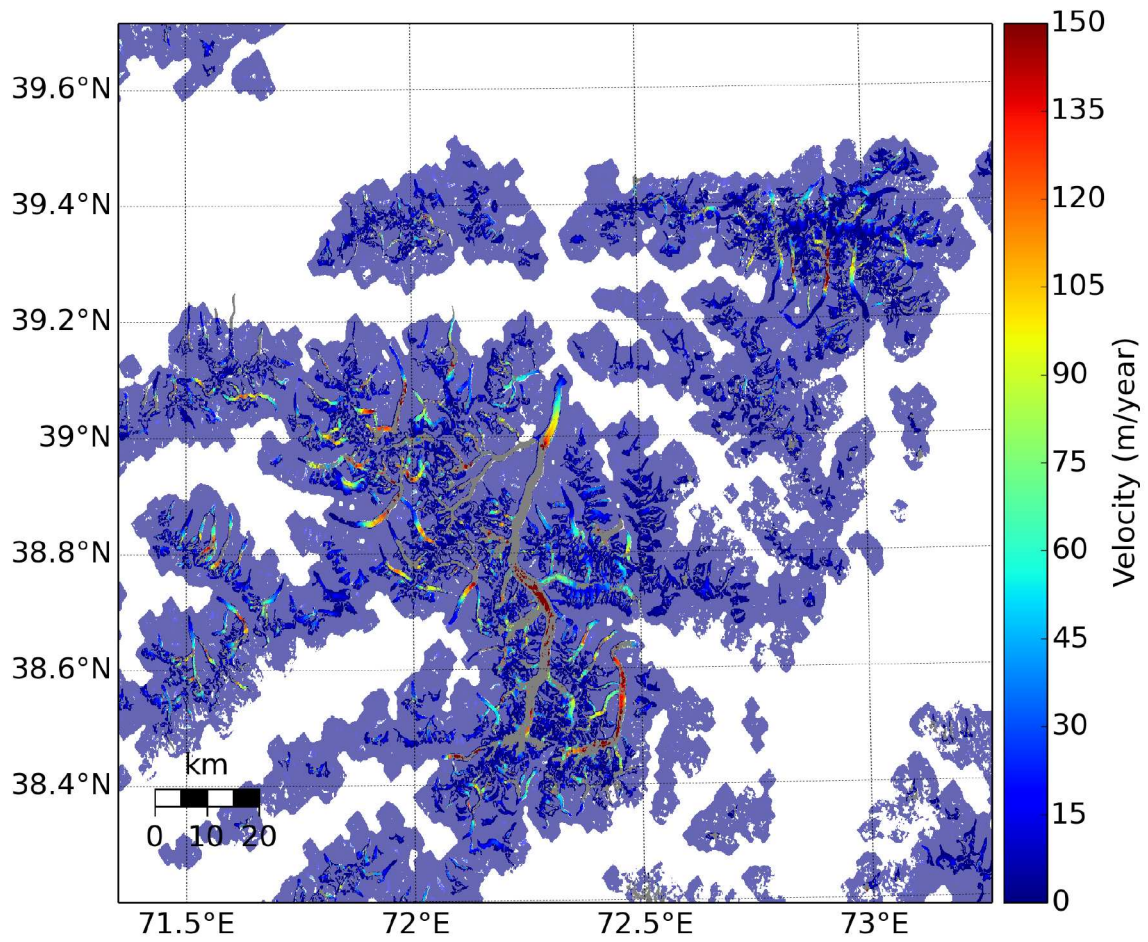


FIGURE A.6 – Vitesses obtenues sur la région du Pamir pour la période 2013-2015 à partir des images Landsat 8 (15 m)

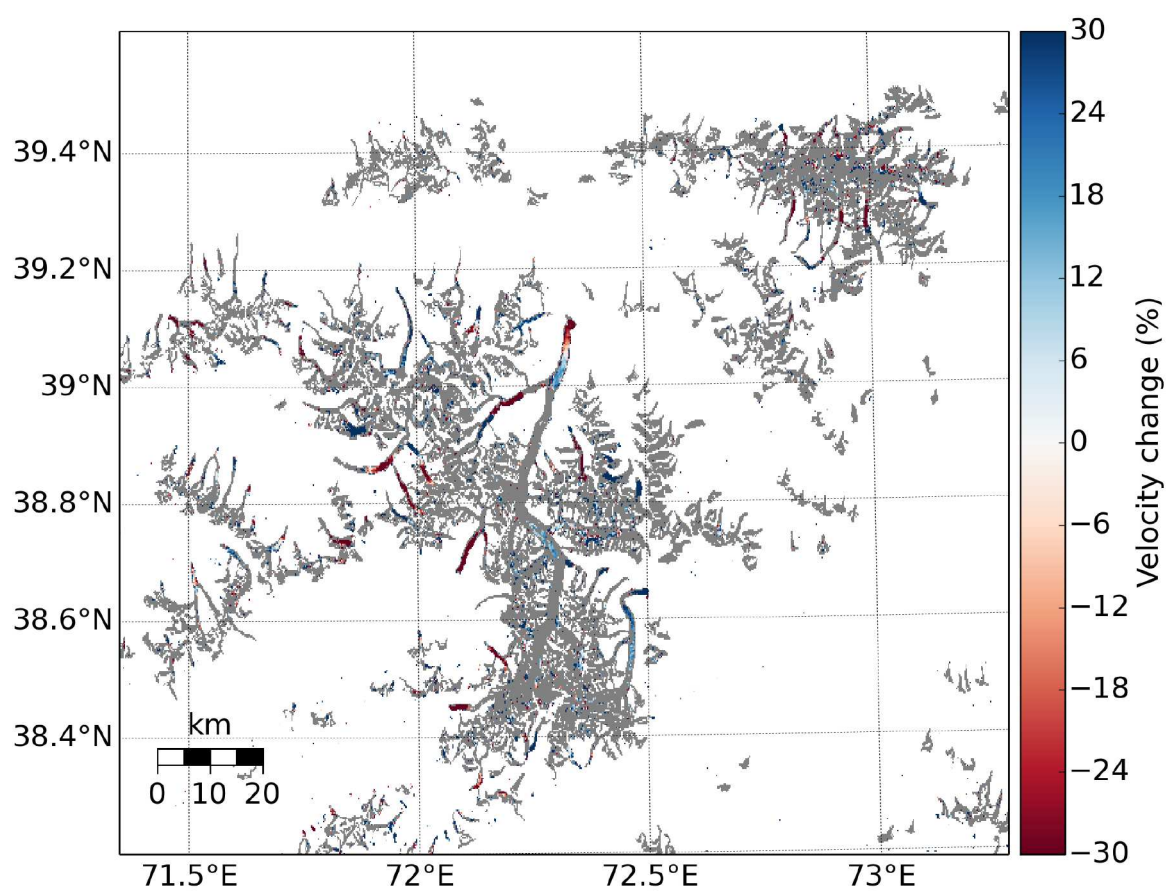


FIGURE A.7 – Variations relatives de vitesses sur la région du Pamir pour la période (2008-2011) - (1999-2003) (30 m)

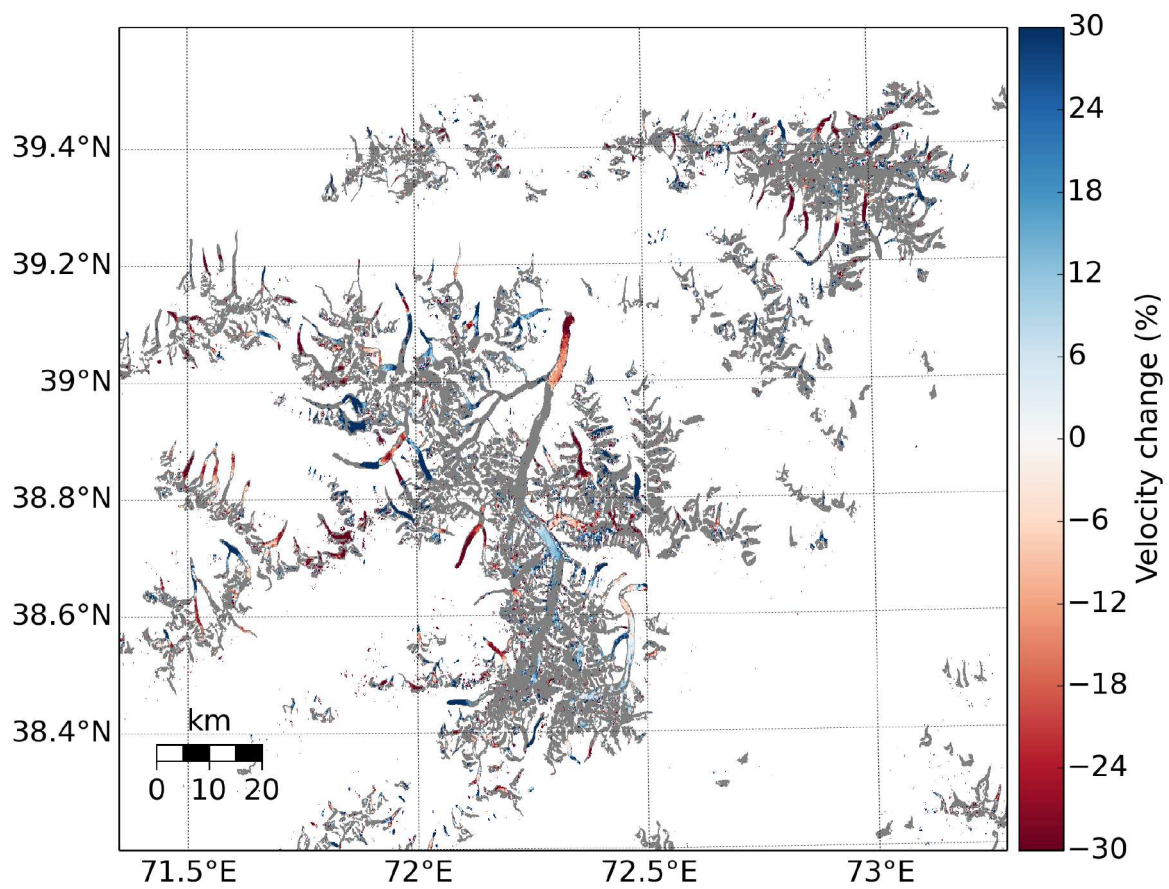


FIGURE A.8 – Variations relatives de vitesses sur la région du Pamir pour la période (2013-2015) - (1999-2003) (15 m)

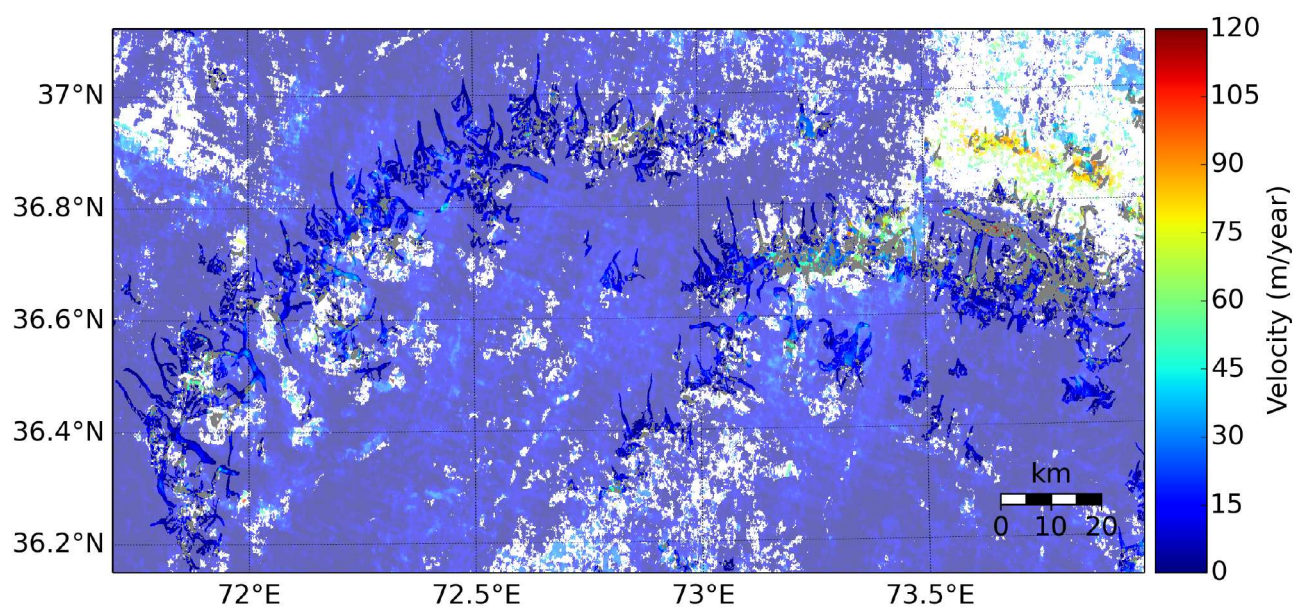


FIGURE A.9 – Vitesses obtenues sur la région de l'Hindu-Kush pour la période 1972-1981 à partir des images Landsat 1-3 (60 m)

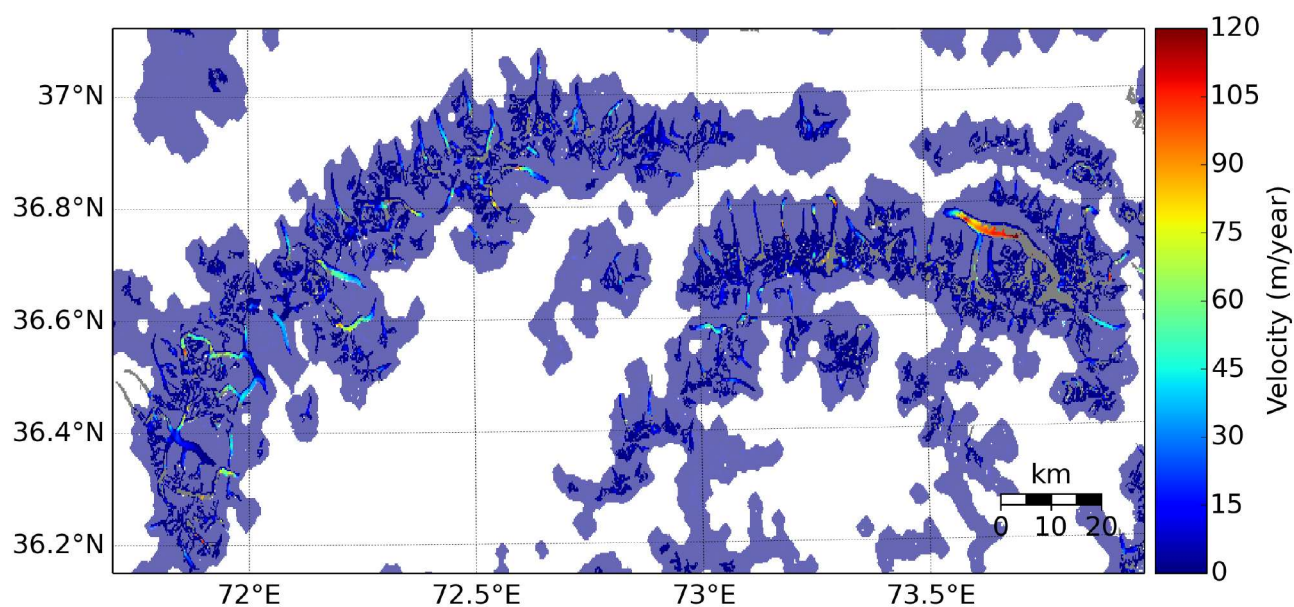


FIGURE A.10 – Vitesses obtenues sur la région de l'Hindu-Kush pour la période 1998-2003 à partir des images Landsat 5-7 (30 m)

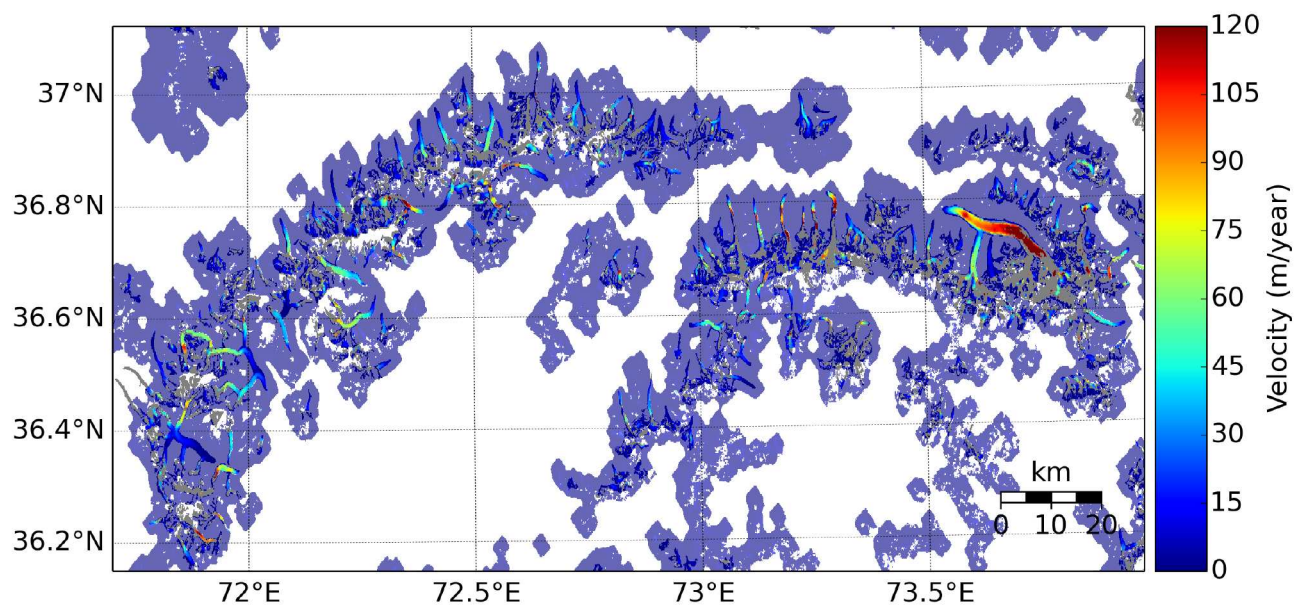


FIGURE A.11 – Vitesses obtenues sur la région de l'Hindu-Kush pour la période 1999-2003 à partir des images Landsat 7 (15 m)

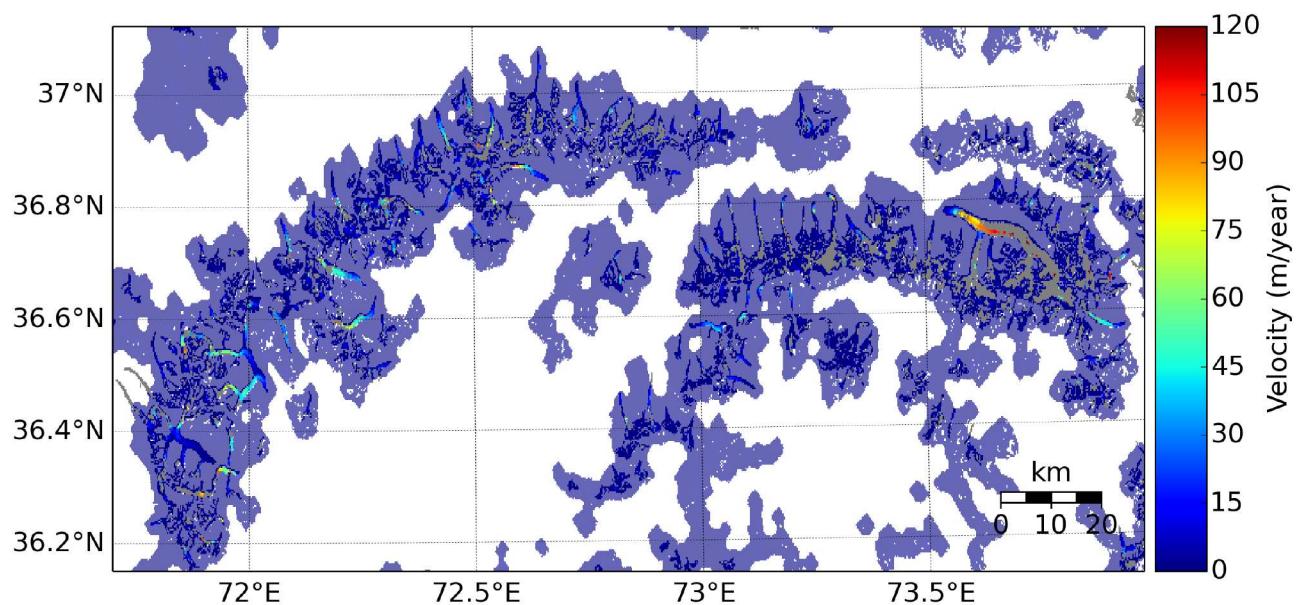


FIGURE A.12 – Vitesses obtenues sur la région de l'Hindu-Kush pour la période 2008-2011 à partir des images Landsat 5 (30 m)

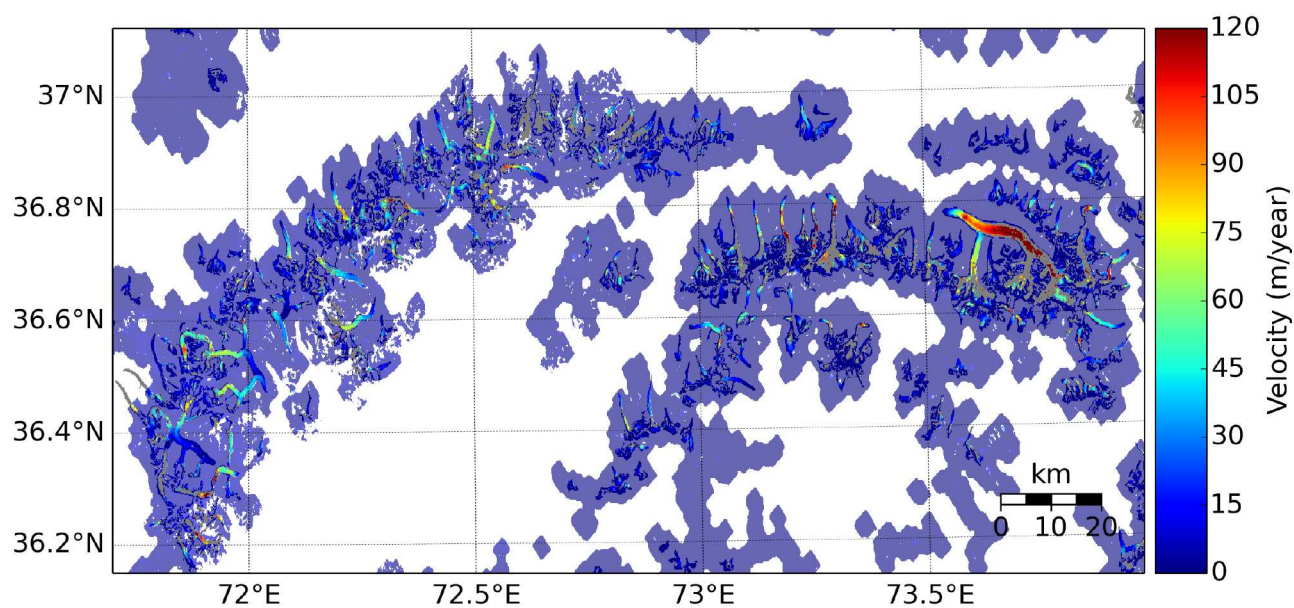


FIGURE A.13 – Vitesses obtenues sur la région de l'Hindu-Kush pour la période 2013-2015 à partir des images Landsat 8 (15 m)

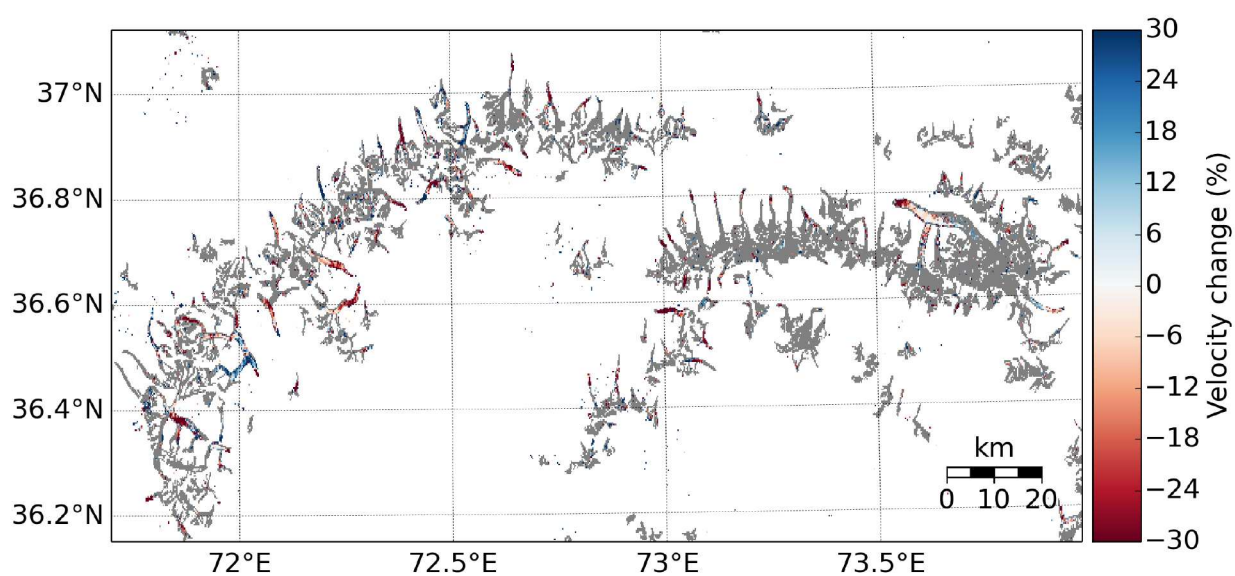


FIGURE A.14 – Variations relatives de vitesses sur la région de l'Hindu-Kush pour la période (2008-2011) - (1999-2003) (30 m)

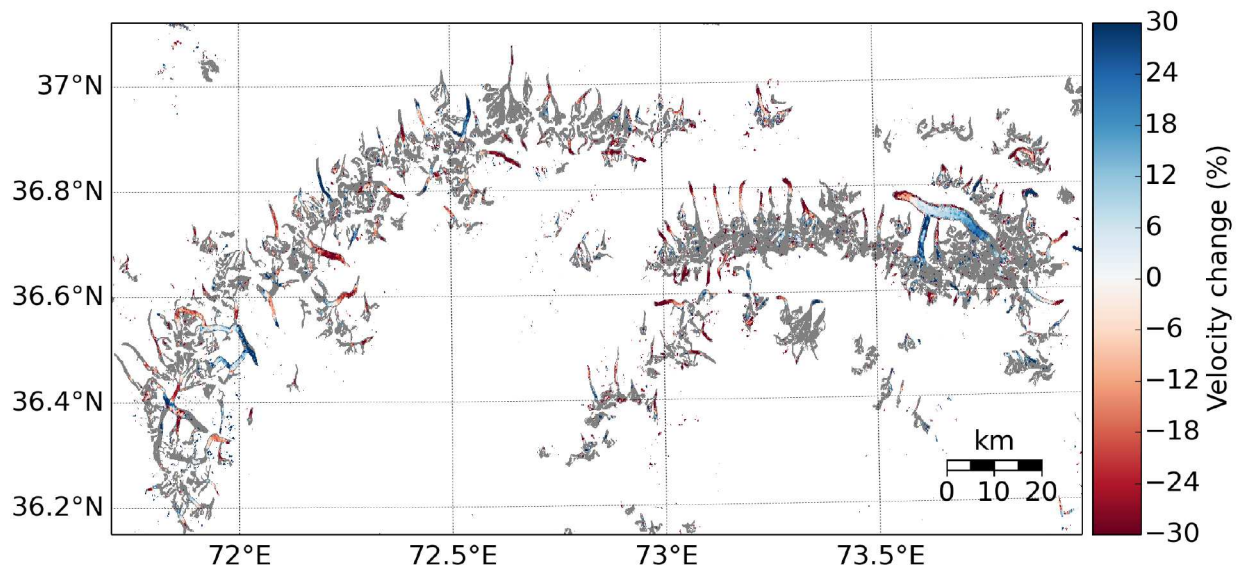


FIGURE A.15 – Variations relatives de vitesses sur la région de l'Hindu-Kush pour la période (2013-2015) - (1999-2003) (15 m)

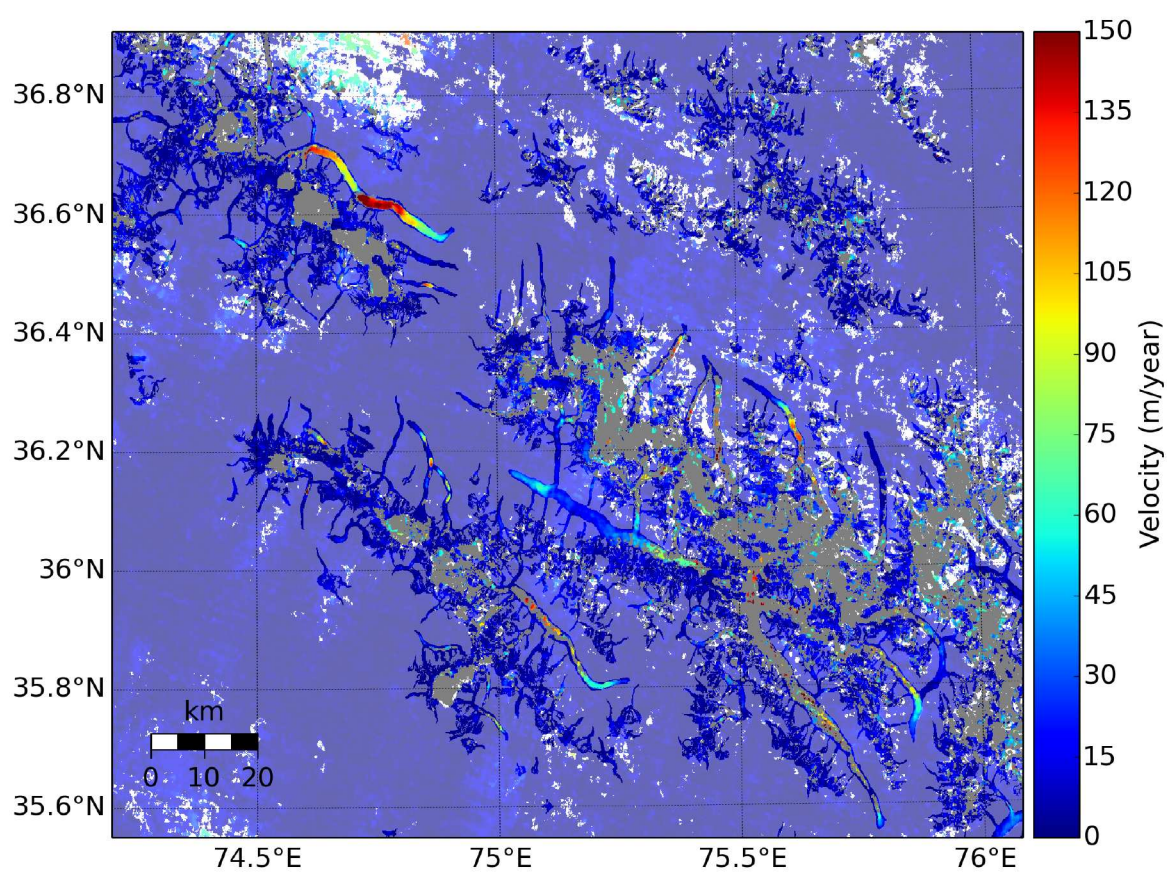


FIGURE A.16 – Vitesses obtenues sur la région du Karakoram Ouest pour la période 1972-1981 à partir des images Landsat 1-3 (60 m)

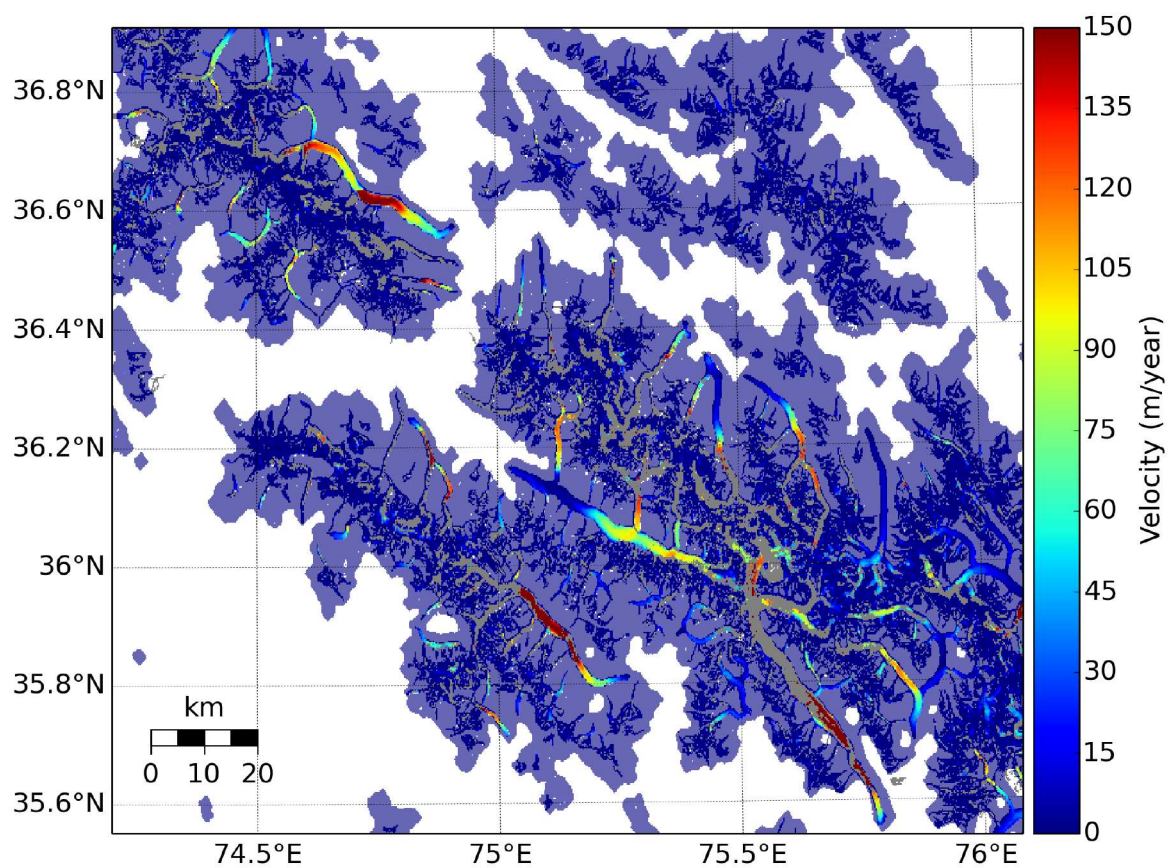


FIGURE A.17 – Vitesses obtenues sur la région du Karakoram Ouest pour la période 1998-2003 à partir des images Landsat 5-7 (30 m)

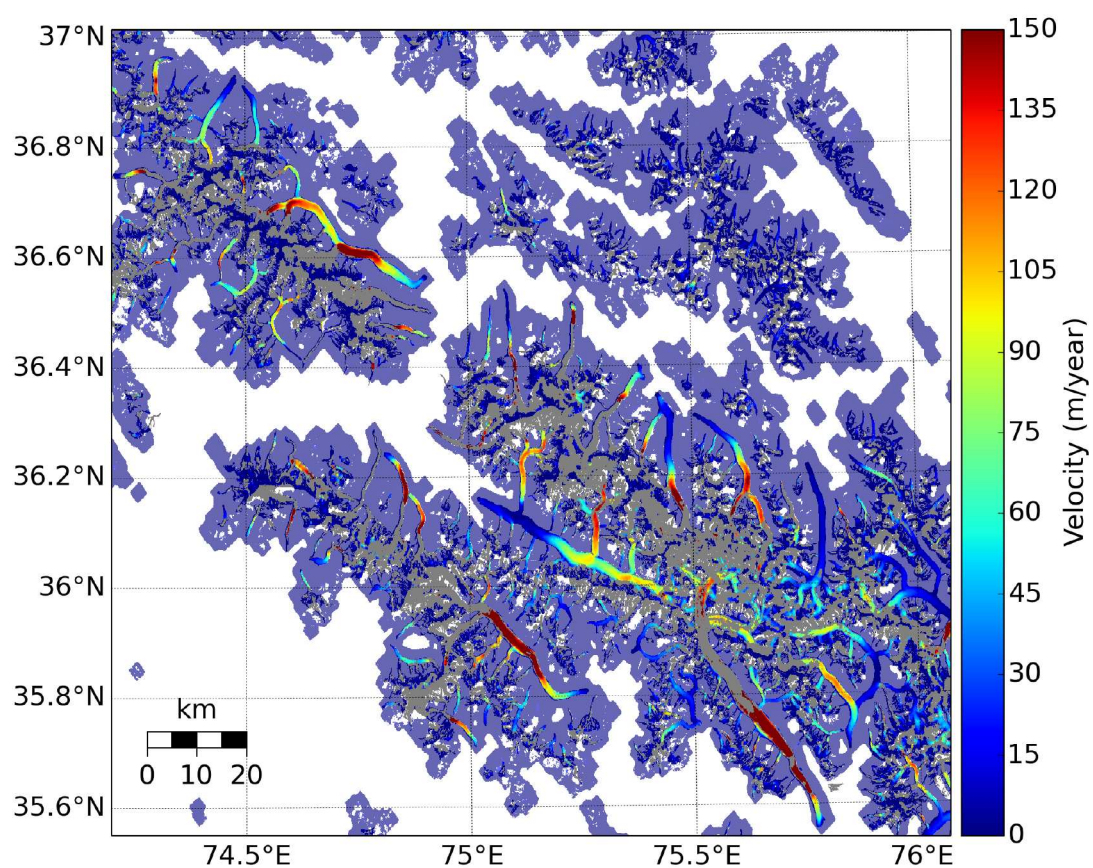


FIGURE A.18 – Vitesses obtenues sur la région du Karakoram Ouest pour la période 1999-2003 à partir des images Landsat 7 (15 m)

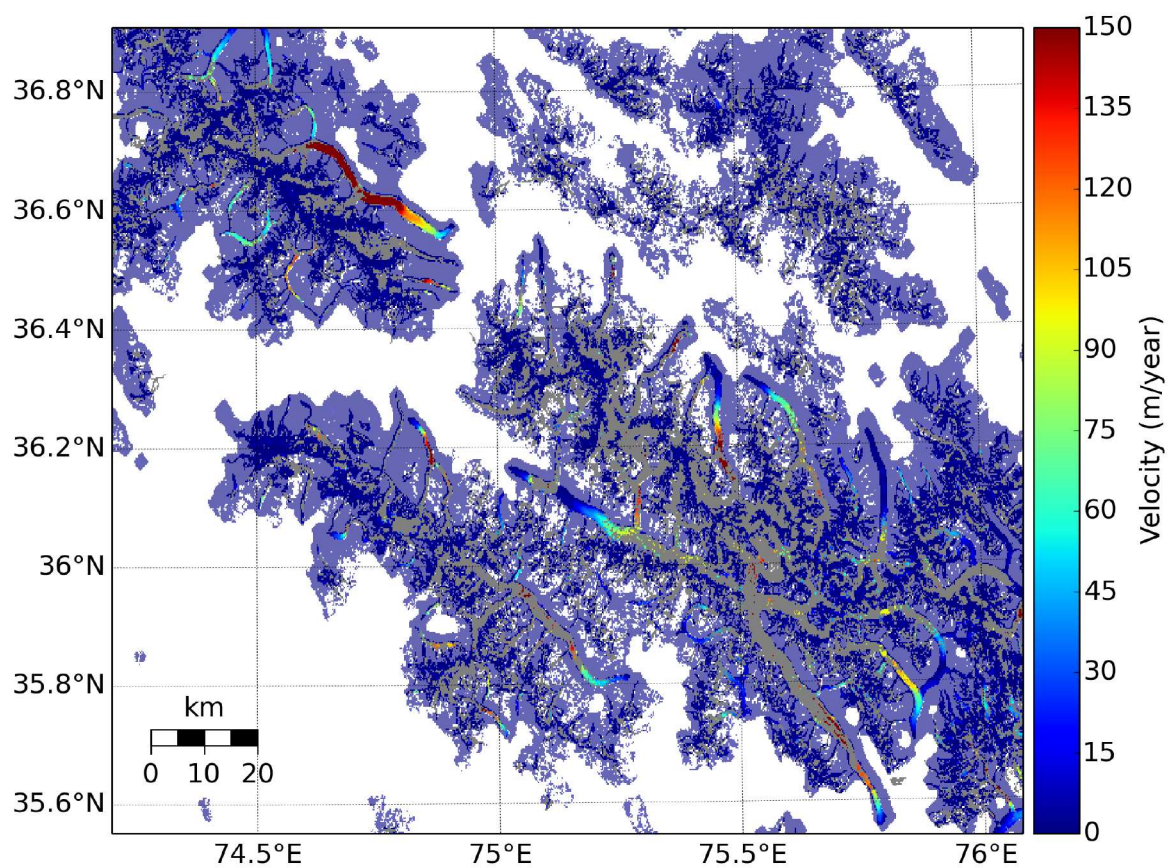


FIGURE A.19 – Vitesses obtenues sur la région du Karakoram Ouest pour la période 2008-2011 à partir des images Landsat 5 (30 m)

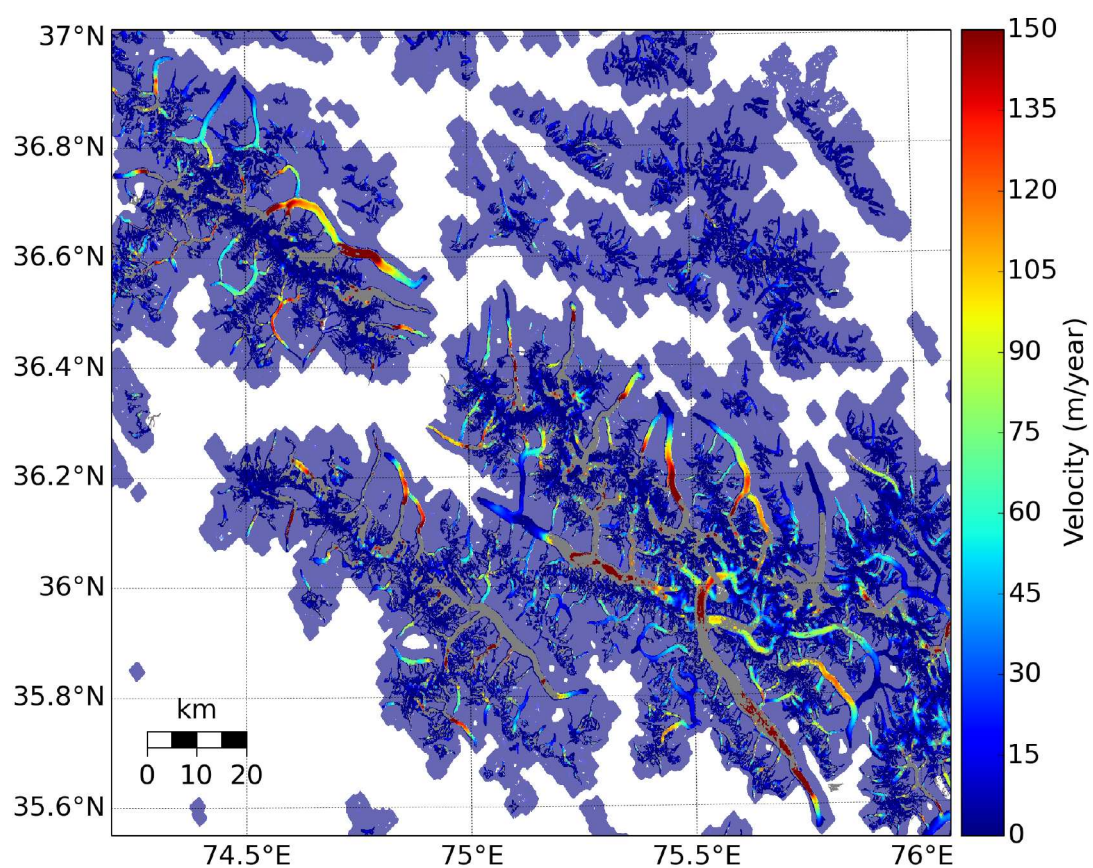


FIGURE A.20 – Vitesses obtenues sur la région du Karakoram Ouest pour la période 2013-2015 à partir des images Landsat 8 (15 m)

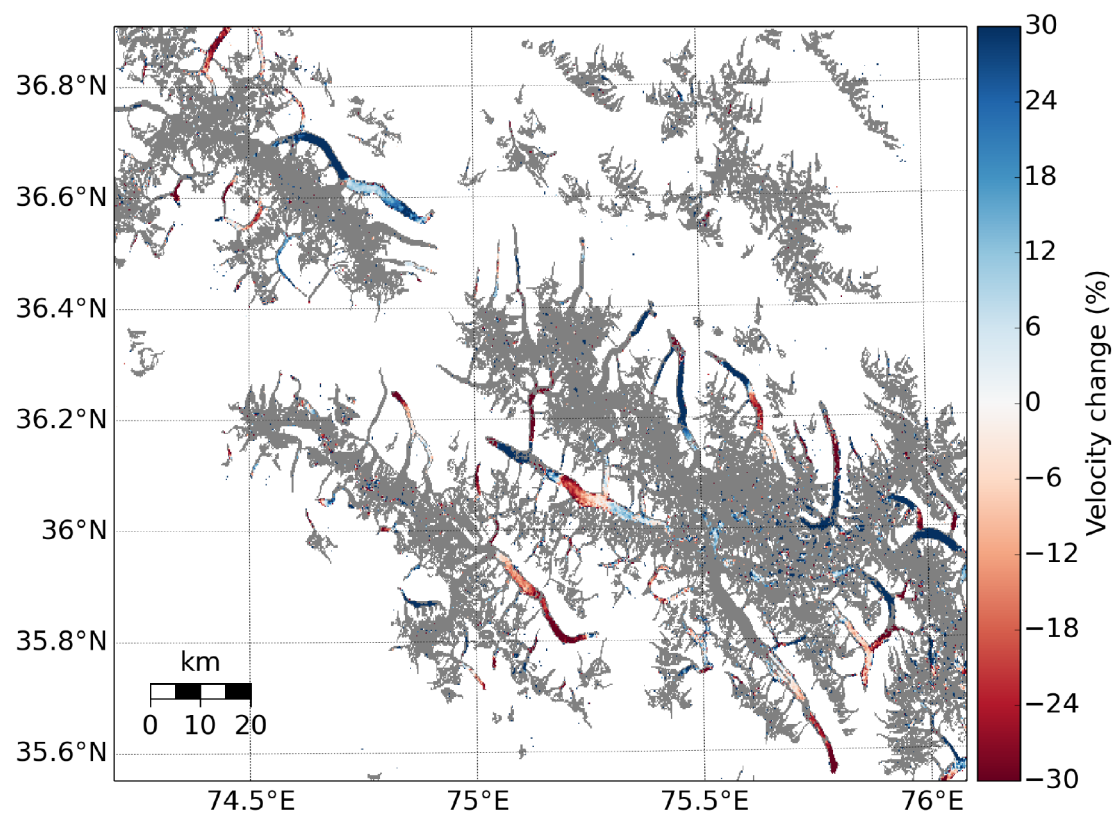


FIGURE A.21 – Variations relatives de vitesses sur la région du Karakoram Ouest pour la période (2008-2011) - (1999-2003) (30 m)

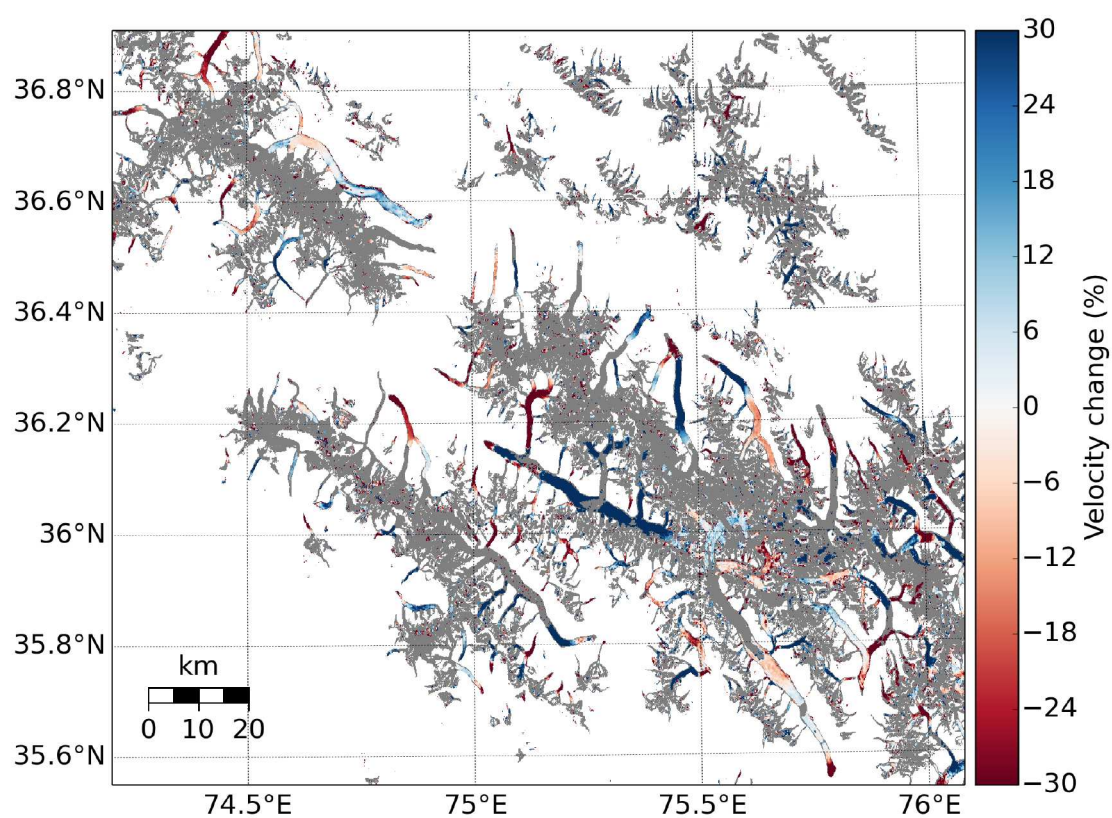


FIGURE A.22 – Variations relatives de vitesses sur la région du Karakoram Ouest pour la période (2013-2015) - (1999-2003) (15 m)

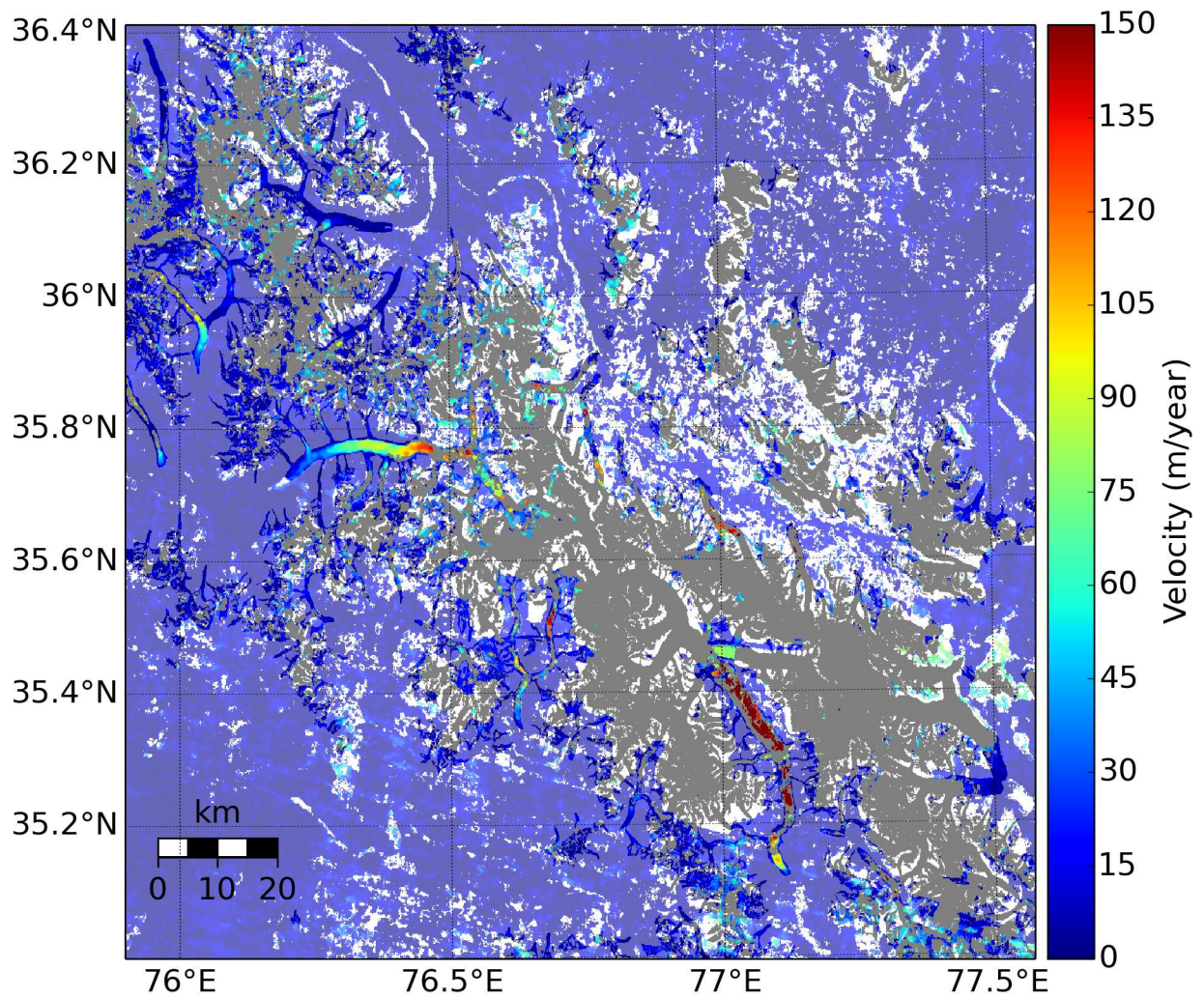


FIGURE A.23 – Vitesses obtenues sur la région du Karakoram Est pour la période 1972-1981 à partir des images Landsat 1-3 (60 m)

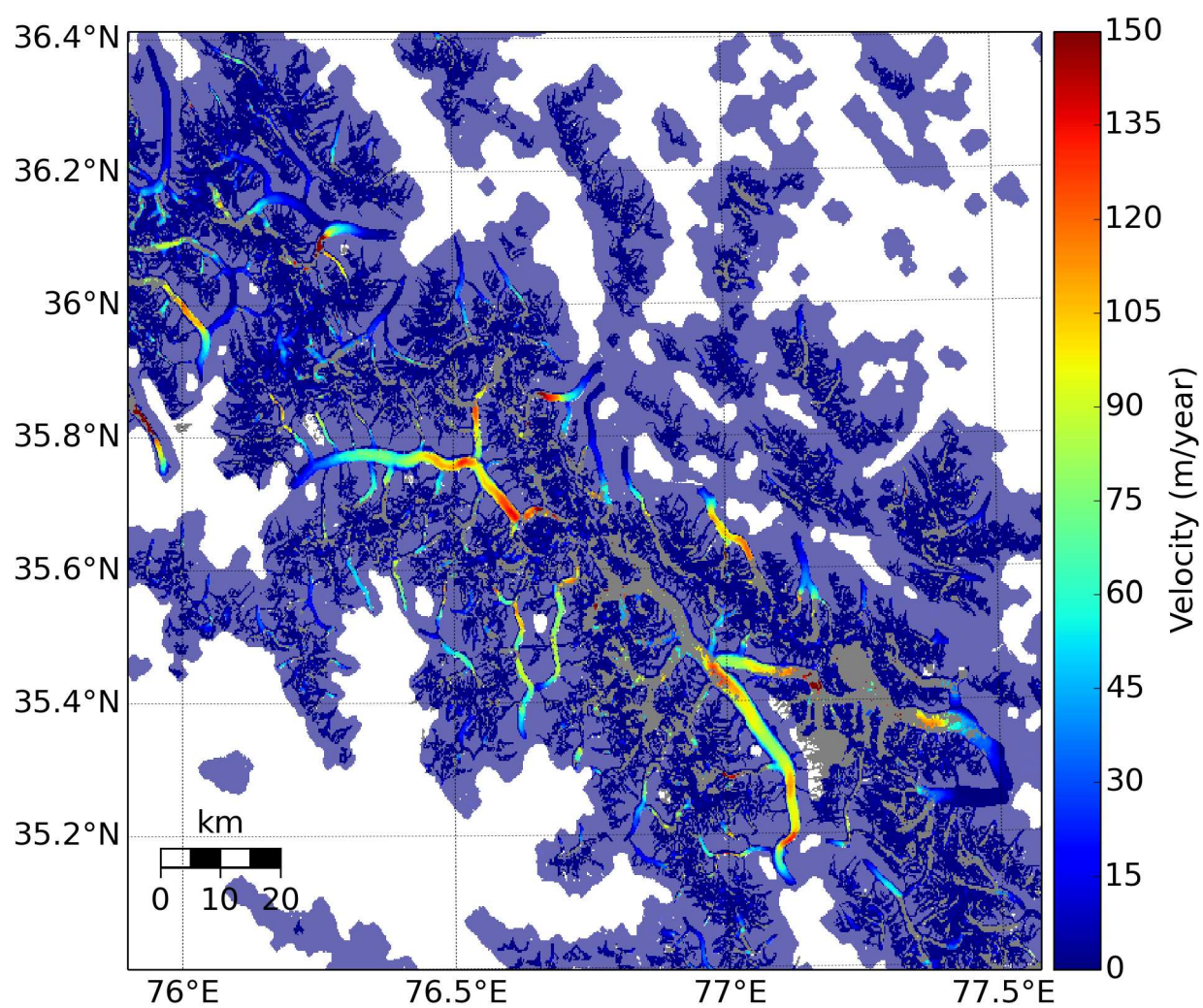


FIGURE A.24 – Vitesses obtenues sur la région du Karakoram Est pour la période 1998-2003 à partir des images Landsat 5-7 (30 m)

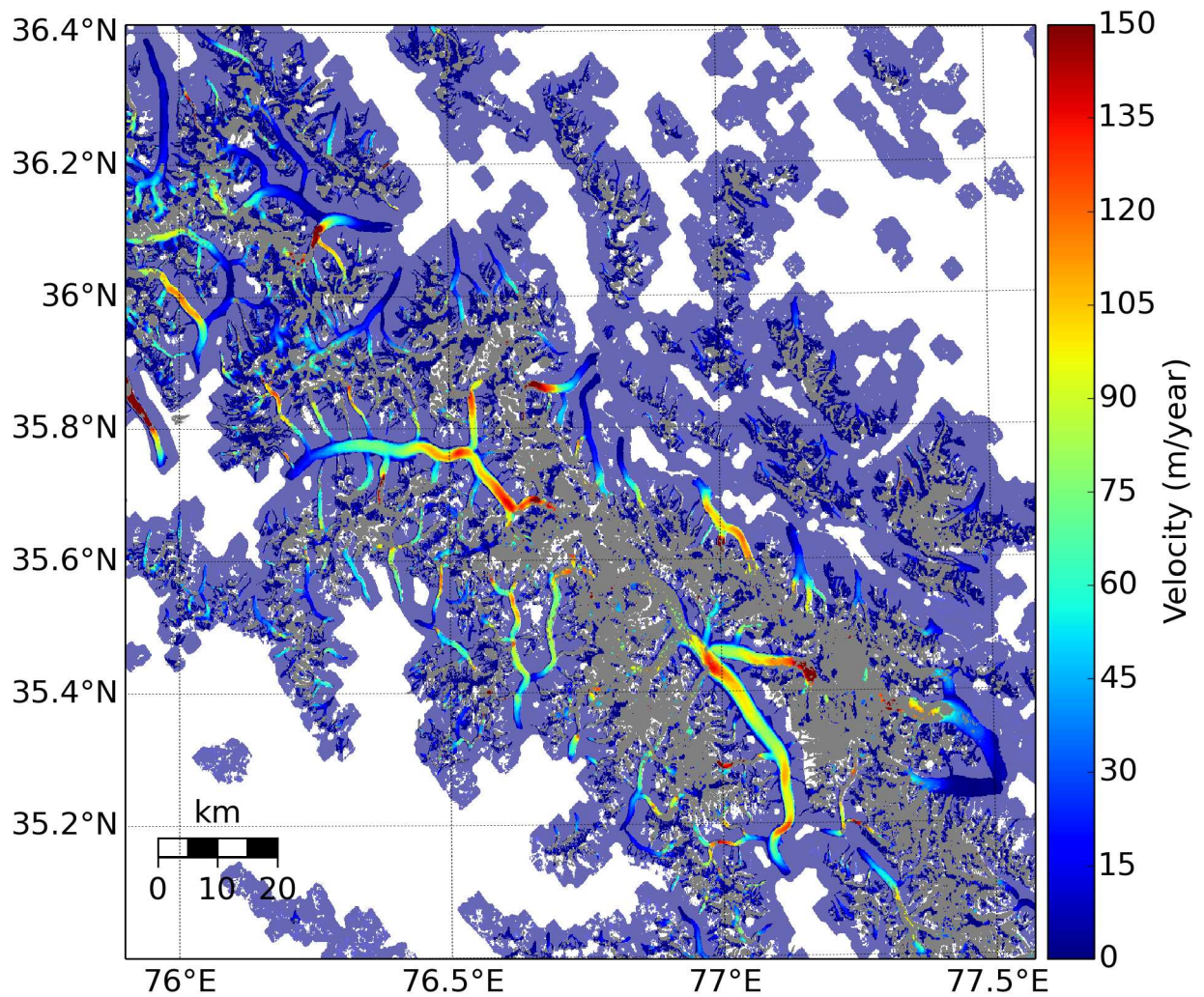


FIGURE A.25 – Vitesses obtenues sur la région du Karakoram Est pour la période 1999-2003 à partir des images Landsat 7 (15 m)

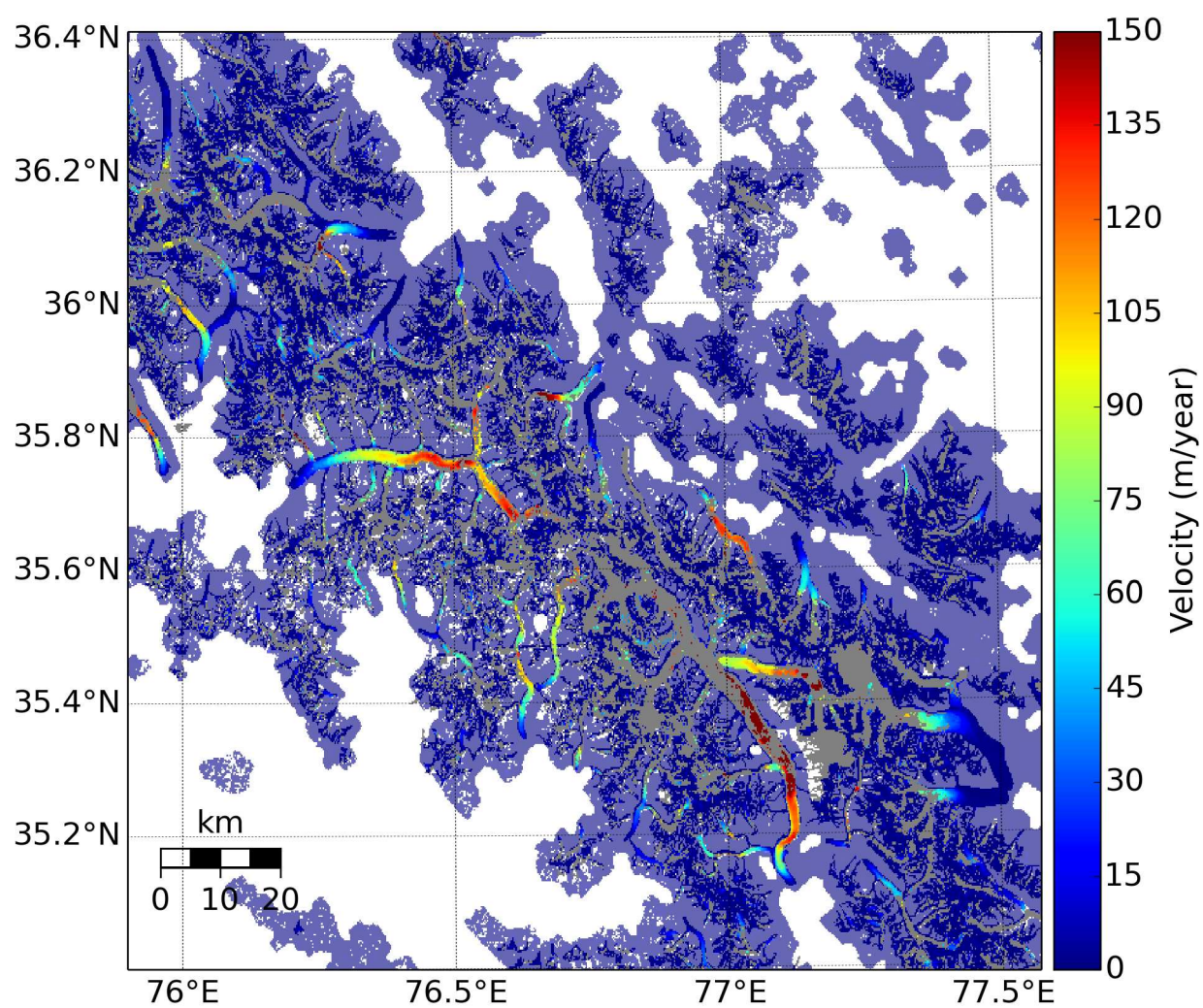


FIGURE A.26 – Vitesses obtenues sur la région du Karakoram Est pour la période 2008-2011 à partir des images Landsat 5 (30 m)

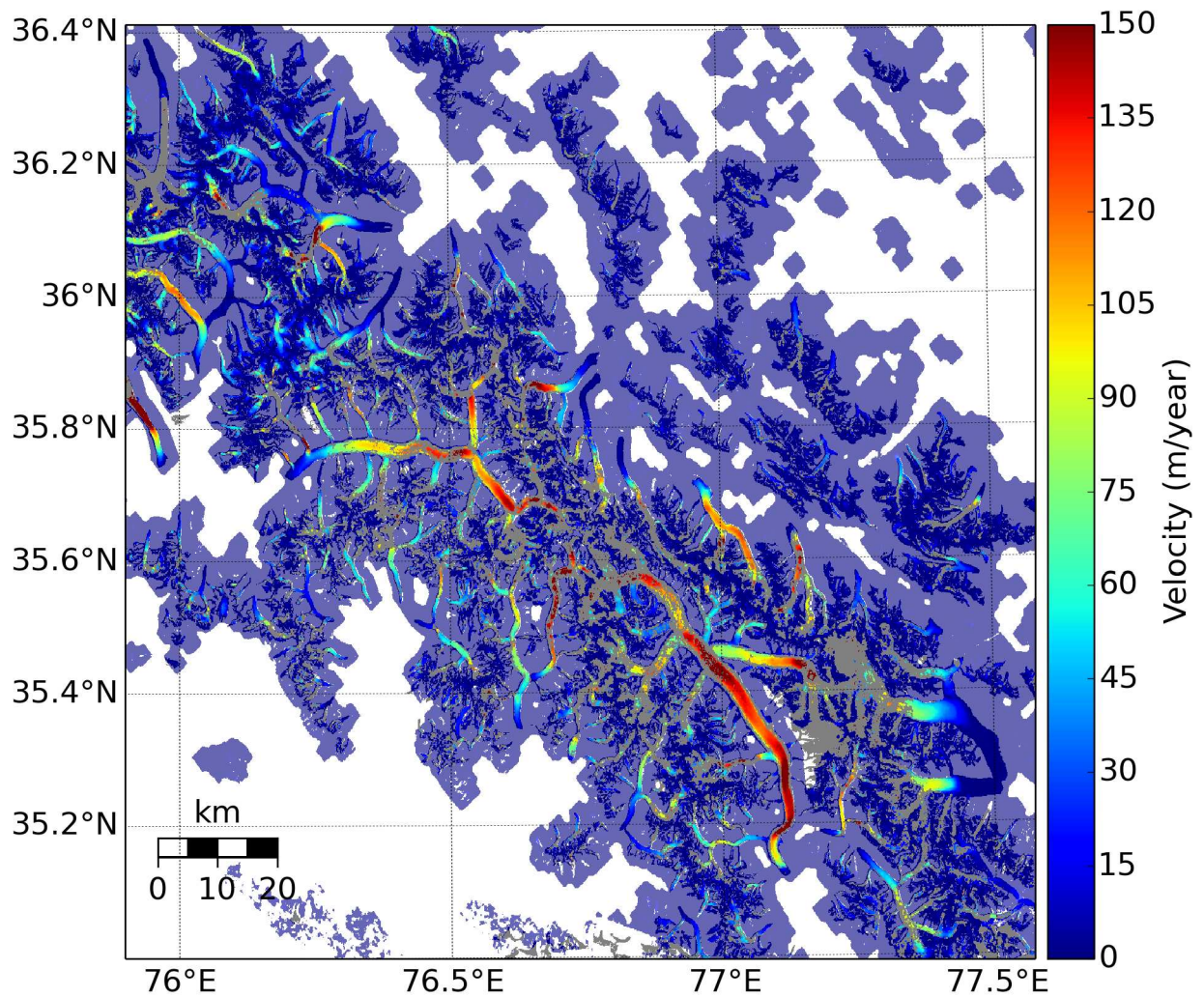


FIGURE A.27 – Vitesses obtenues sur la région du Karakoram Est pour la période 2013-2015 à partir des images Landsat 8 (15 m)

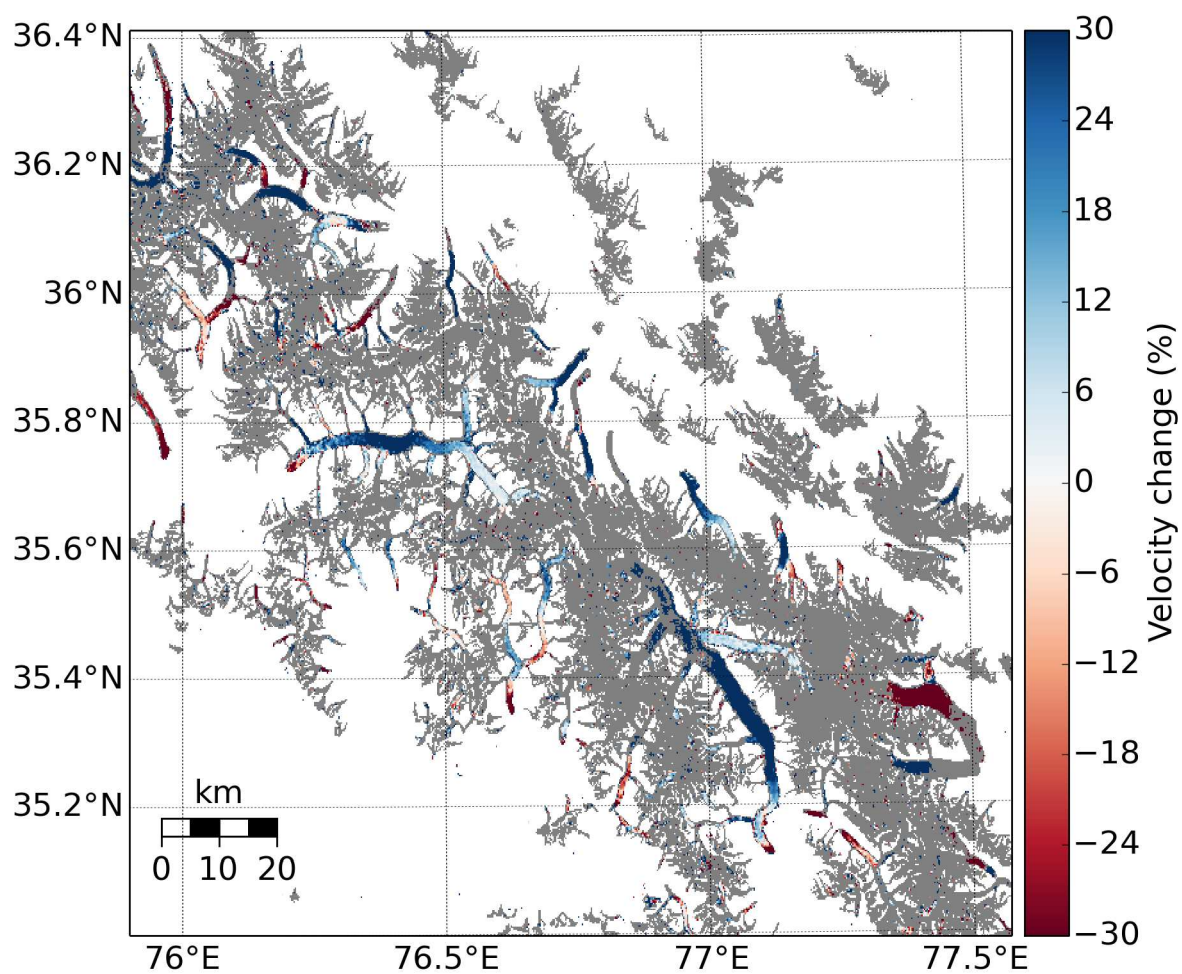


FIGURE A.28 – Variations relatives de vitesses sur la région du Karakoram Est pour la période (2008-2011) - (1999-2003) (30 m)

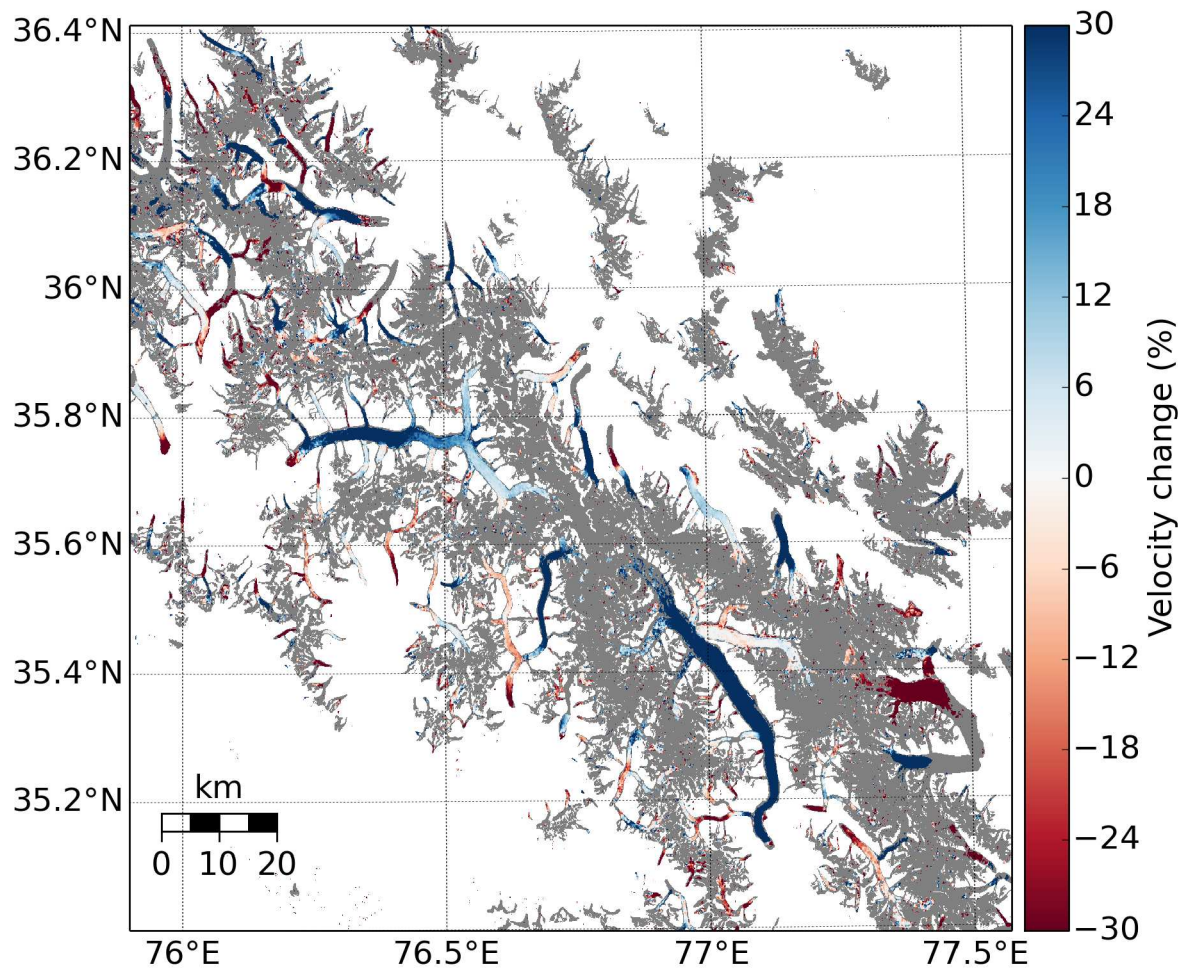


FIGURE A.29 – Variations relatives de vitesses sur la région du Karakoram Est pour la période (2013-2015) - (1999-2003) (15 m)

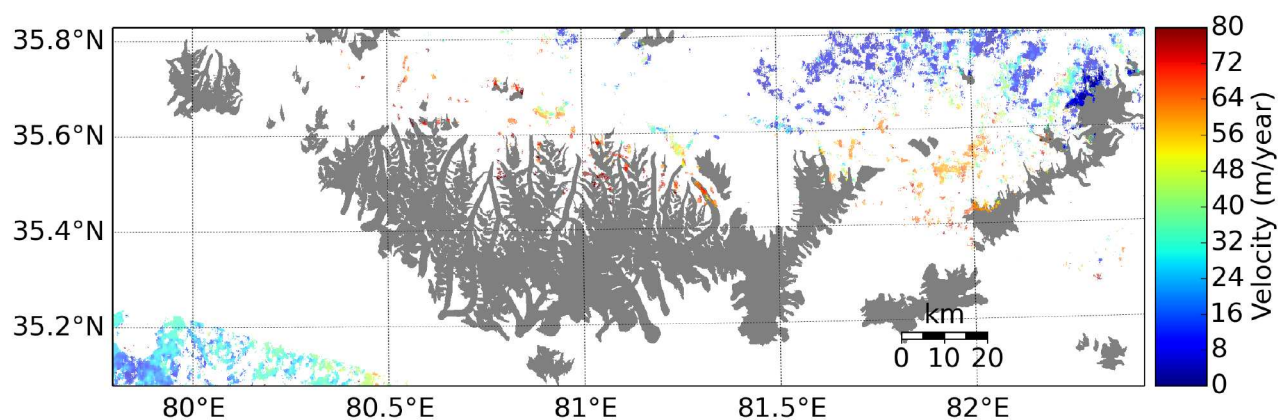


FIGURE A.30 – Vitesses obtenues sur la région du Kunlun pour la période 1972-1981 à partir des images Landsat 1-3 (60 m)

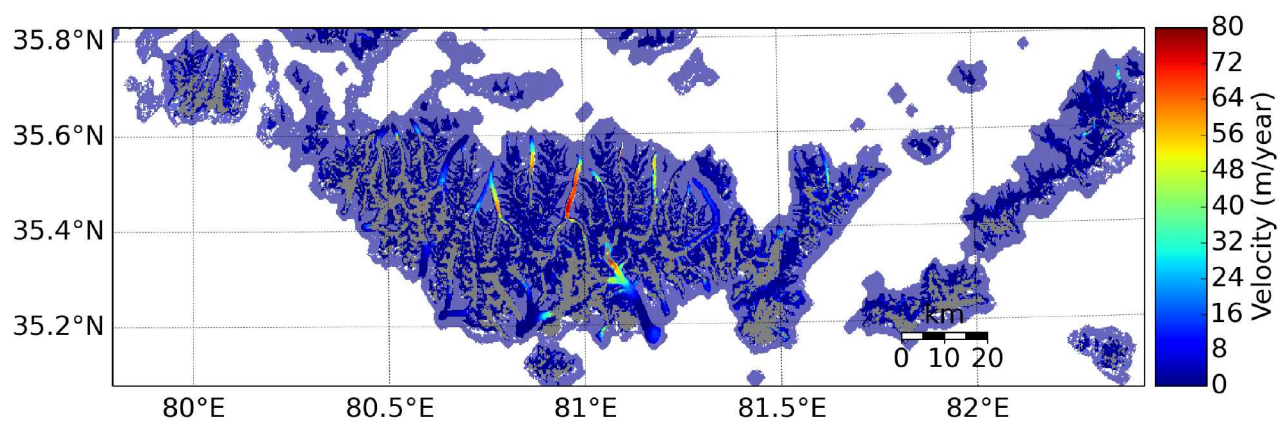


FIGURE A.31 – Vitesses obtenues sur la région du Kunlun pour la période 1998-2003 à partir des images Landsat 5-7 (30 m)

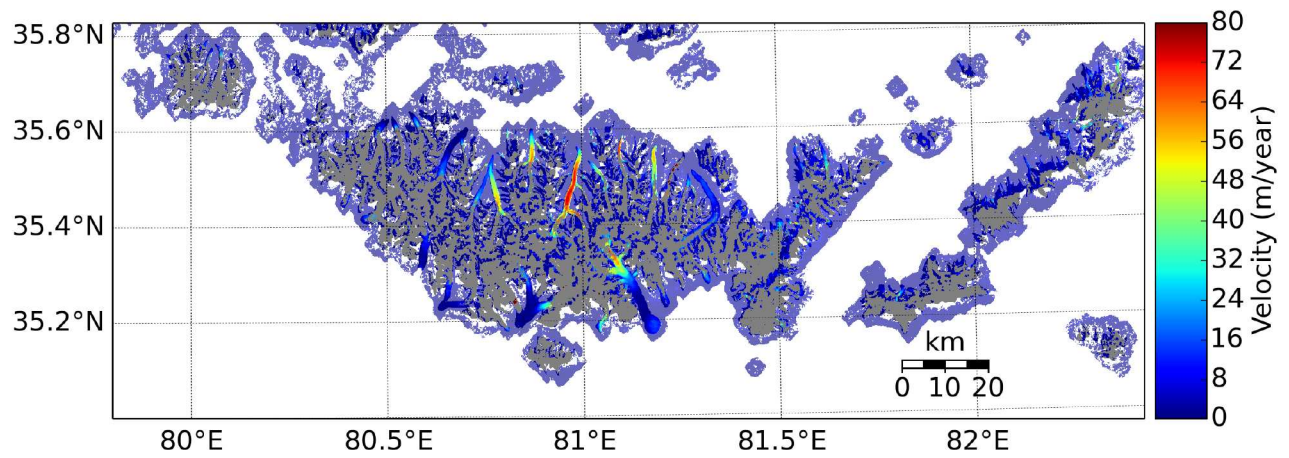


FIGURE A.32 – Vitesses obtenues sur la région du Kunlun pour la période 1999-2003 à partir des images Landsat 7 (15 m)

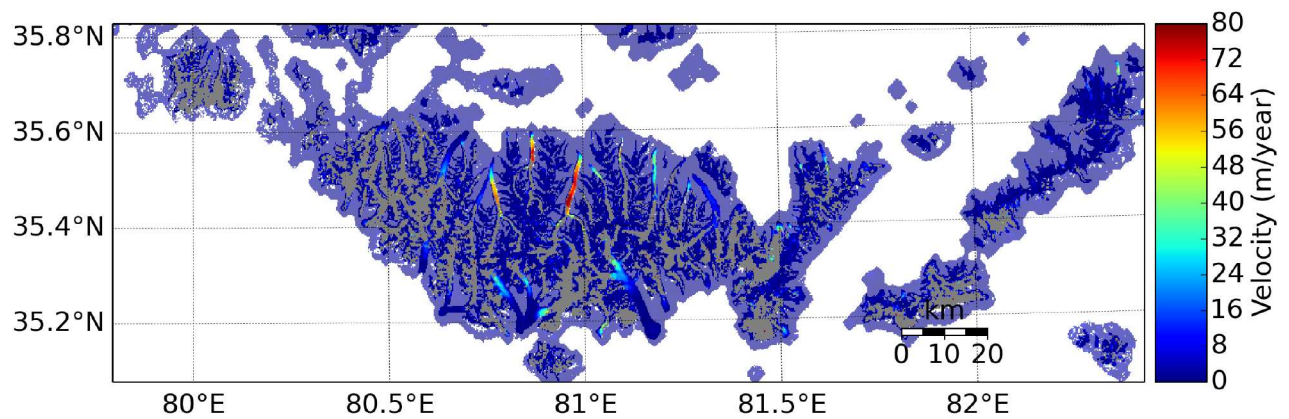


FIGURE A.33 – Vitesses obtenues sur la région du Kunlun pour la période 2008-2011 à partir des images Landsat 5 (30 m)

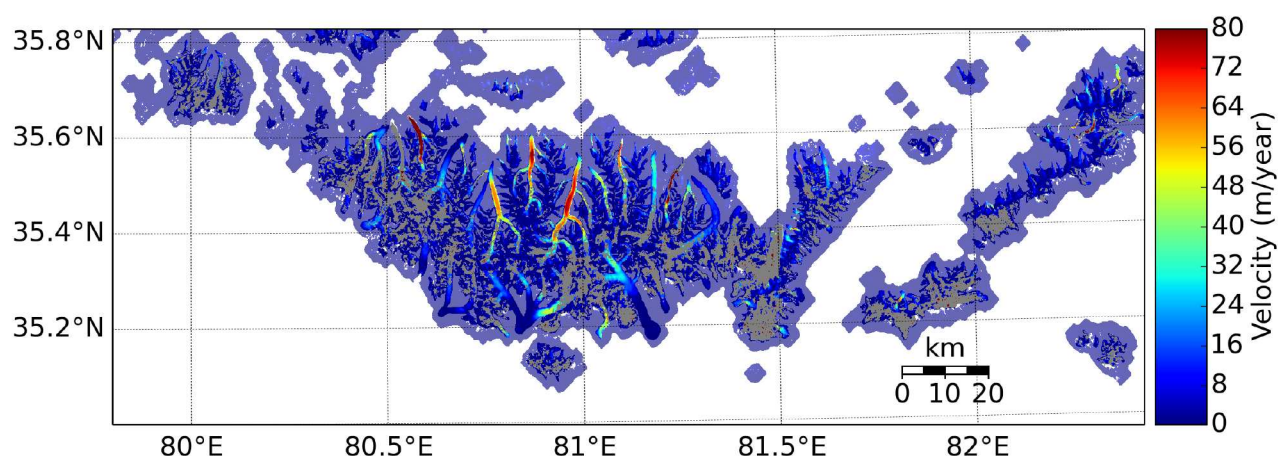


FIGURE A.34 – Vitesses obtenues sur la région du Kunlun pour la période 2013-2015 à partir des images Landsat 8 (15 m)

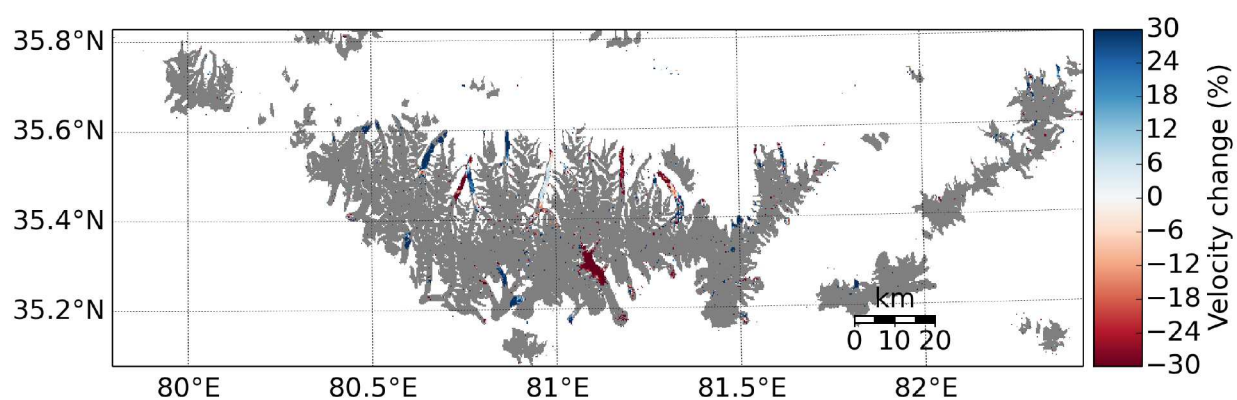


FIGURE A.35 – Variations relatives de vitesses sur la région du Kunlun pour la période (2008-2011) - (1999-2003) (30 m)

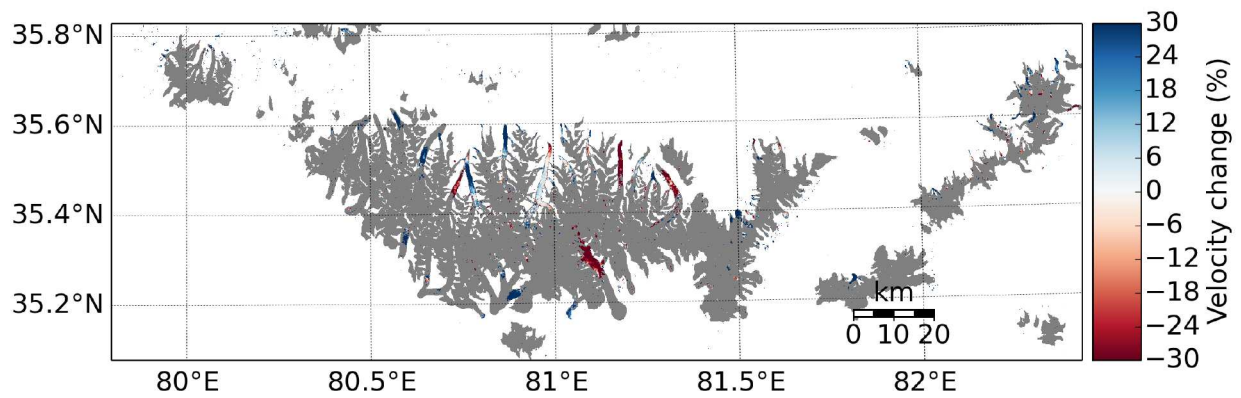


FIGURE A.36 – Variations relatives de vitesses sur la région du Kunlun pour la période (2013-2015) - (1999-2003) (15 m)

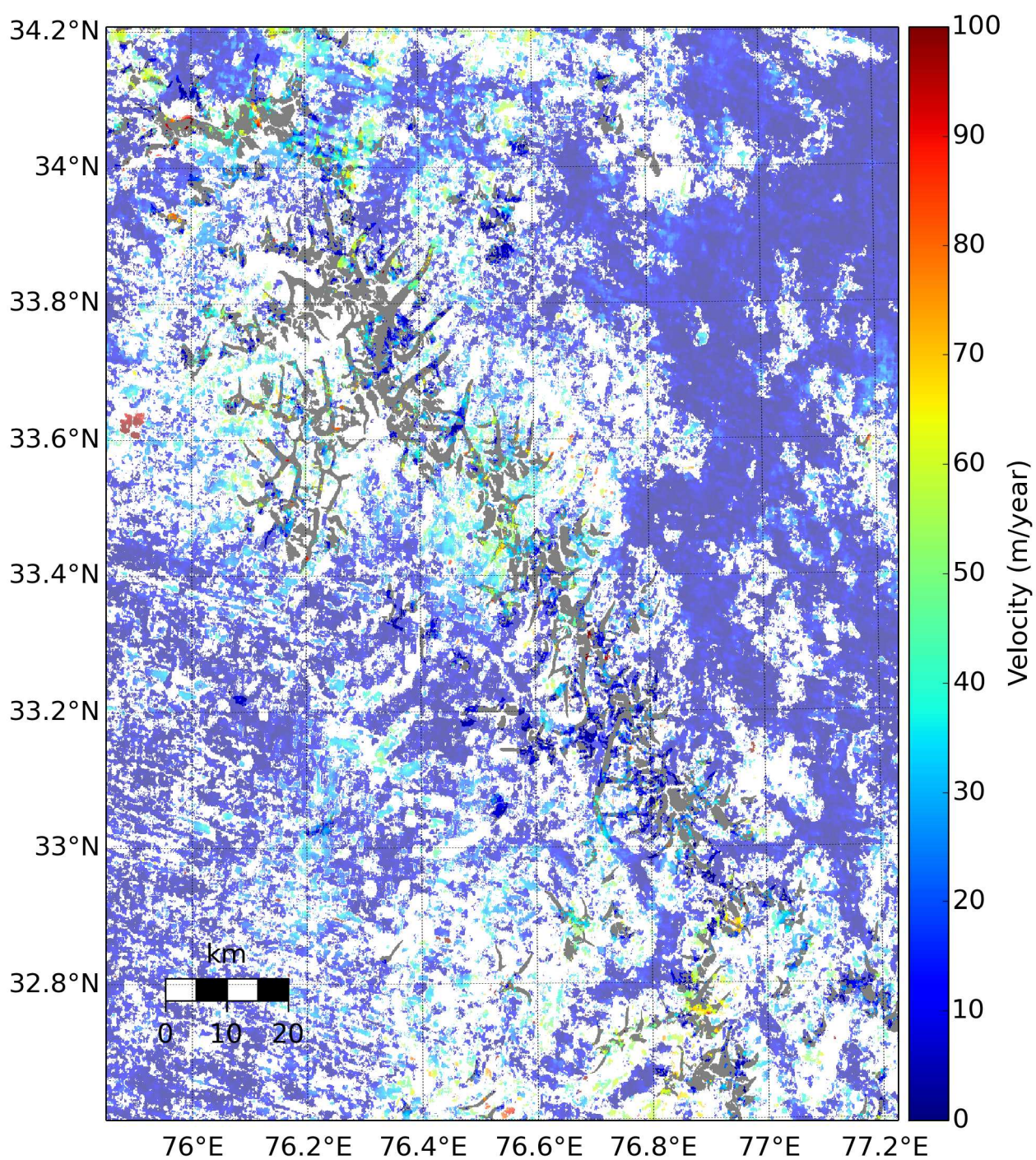


FIGURE A.37 – Vitesses obtenues sur la région du Jammu pour la période 1972-1981 à partir des images Landsat 1-3 (60 m)

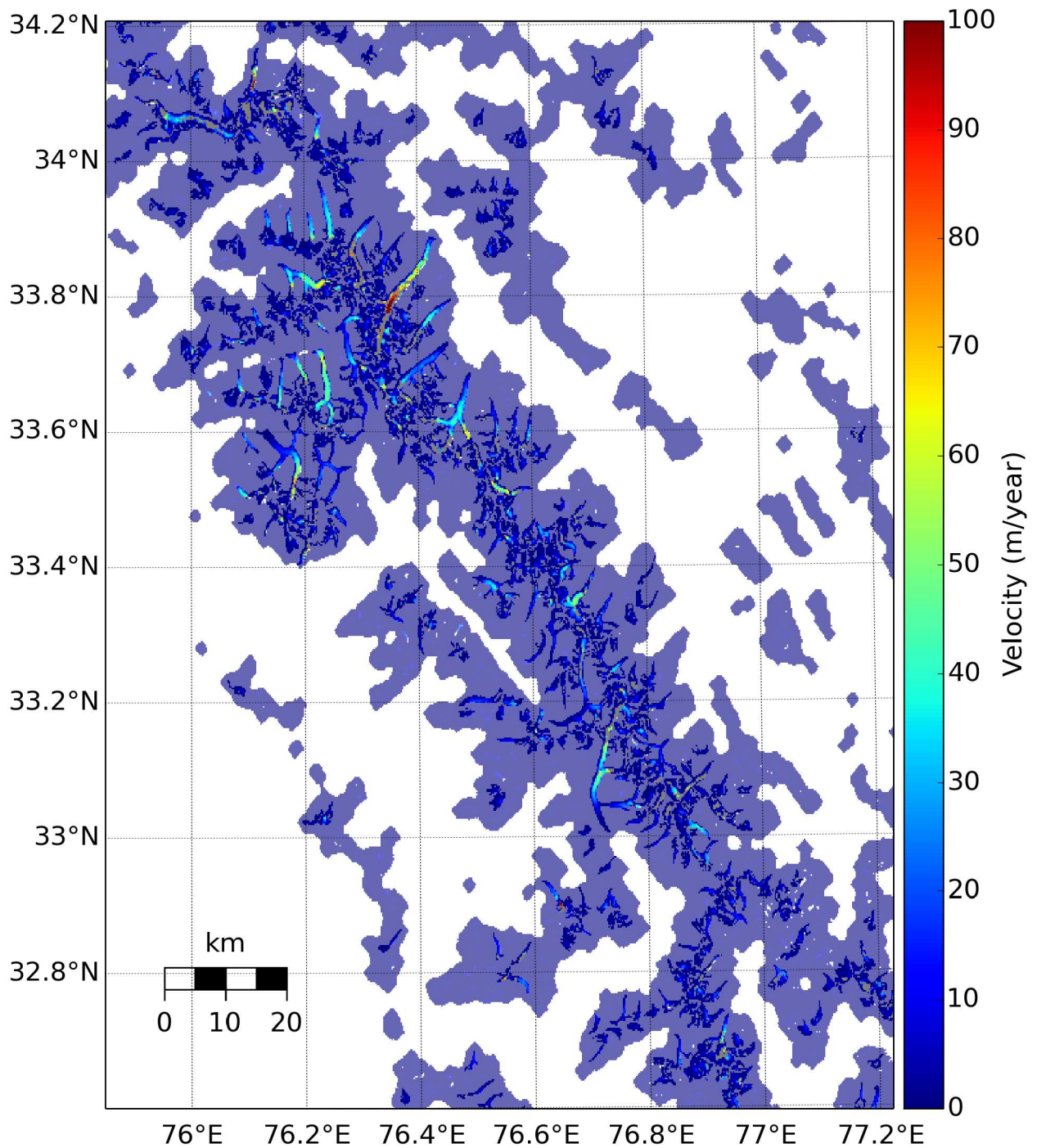


FIGURE A.38 – Vitesses obtenues sur la région du Jammu pour la période 1998-2003 à partir des images Landsat 5-7 (30 m)

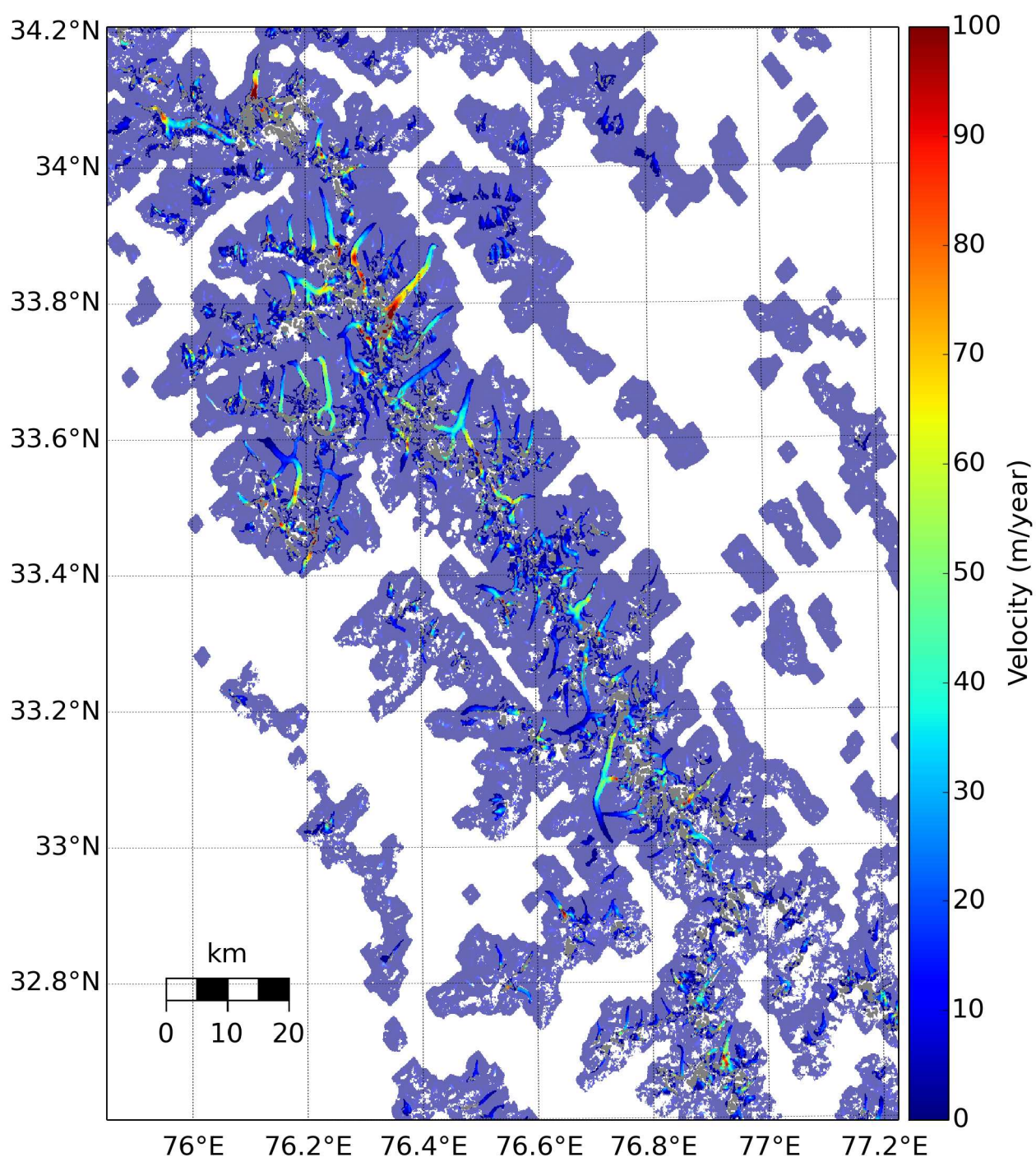


FIGURE A.39 – Vitesses obtenues sur la région du Jammu pour la période 1999-2003 à partir des images Landsat 7 (15 m)

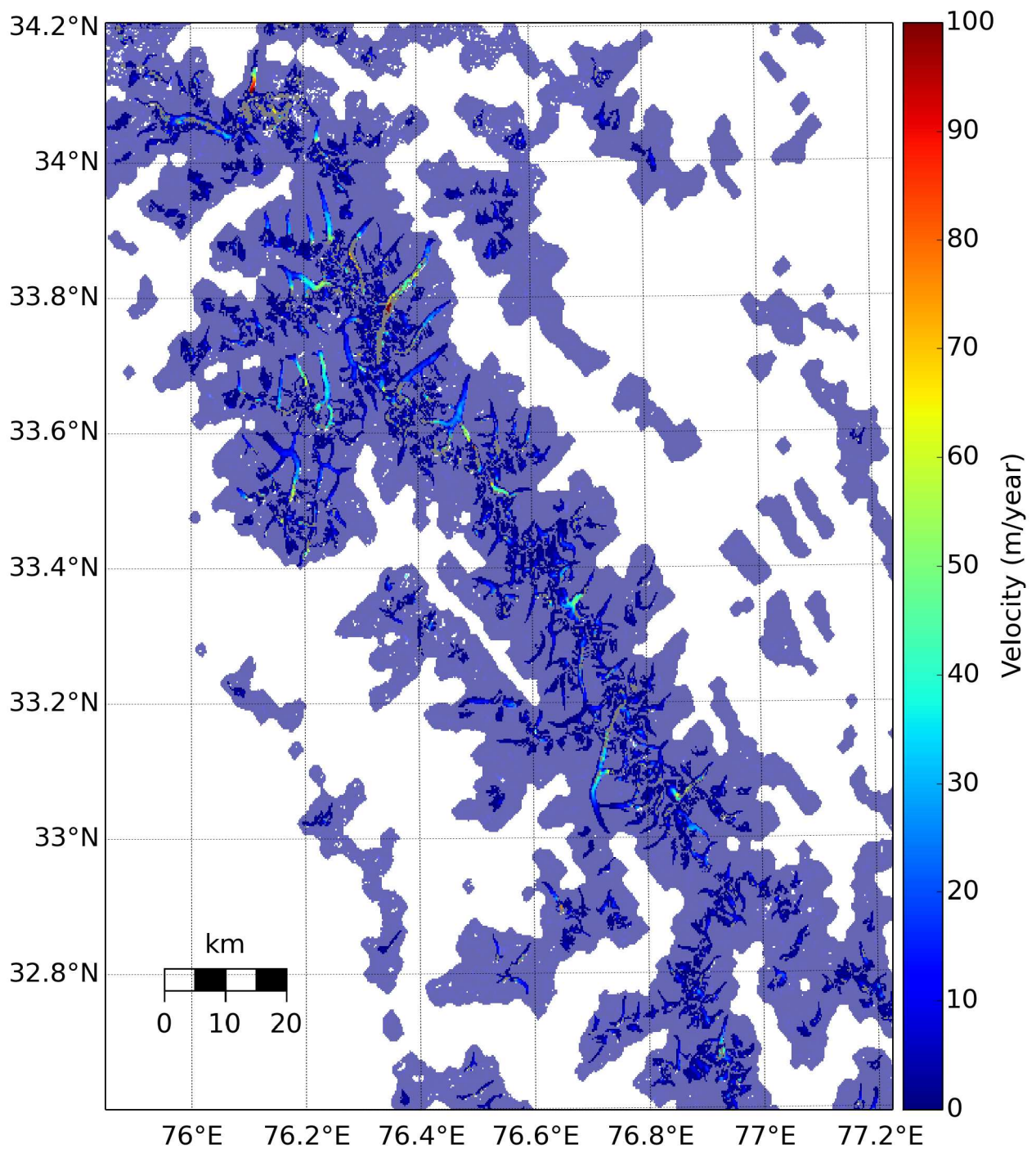


FIGURE A.40 – Vitesses obtenues sur la région du Jammu pour la période 2008-2011 à partir des images Landsat 5 (30 m)

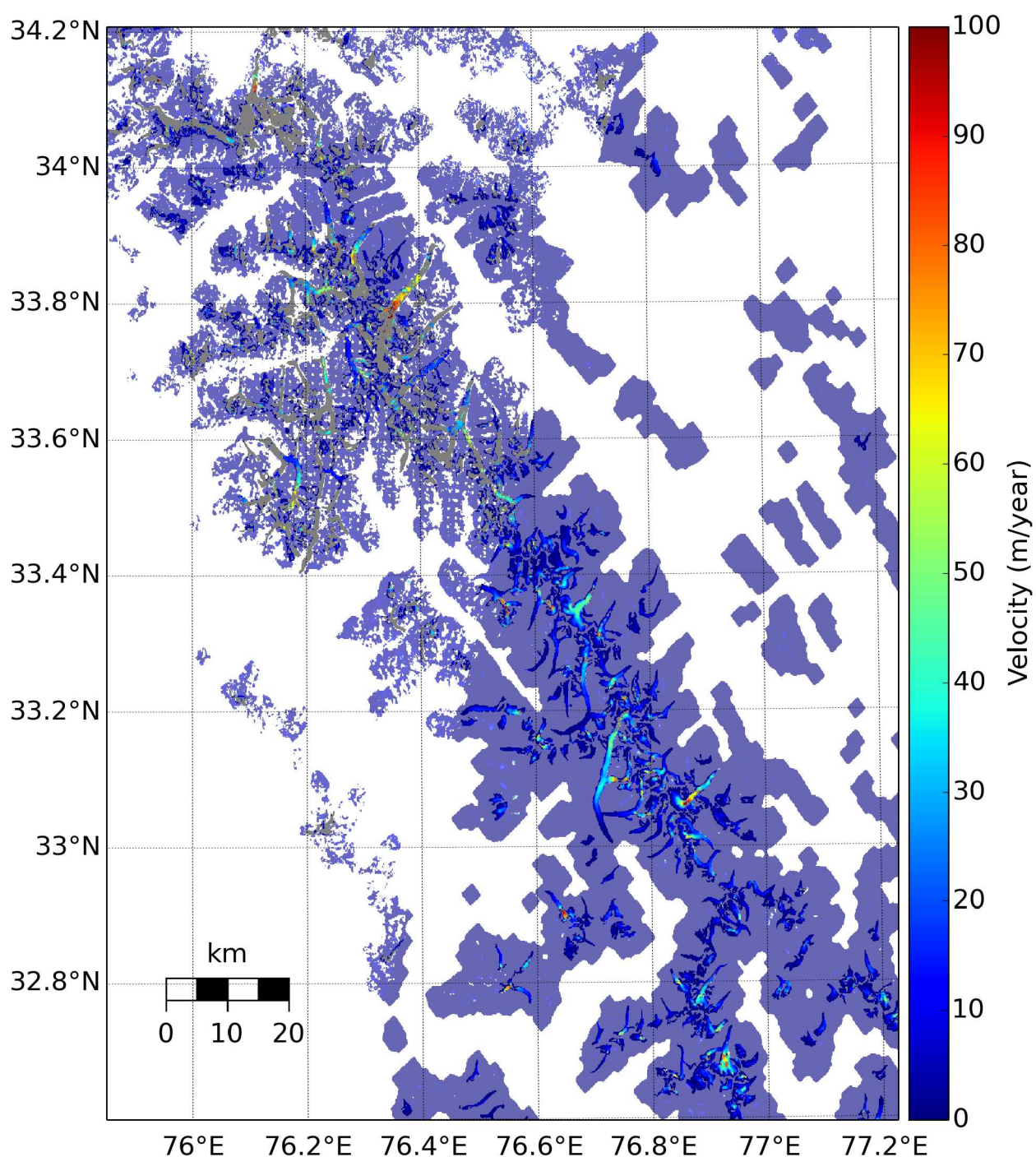


FIGURE A.41 – Vitesses obtenues sur la région du Jammu pour la période 2013-2015 à partir des images Landsat 8 (15 m)

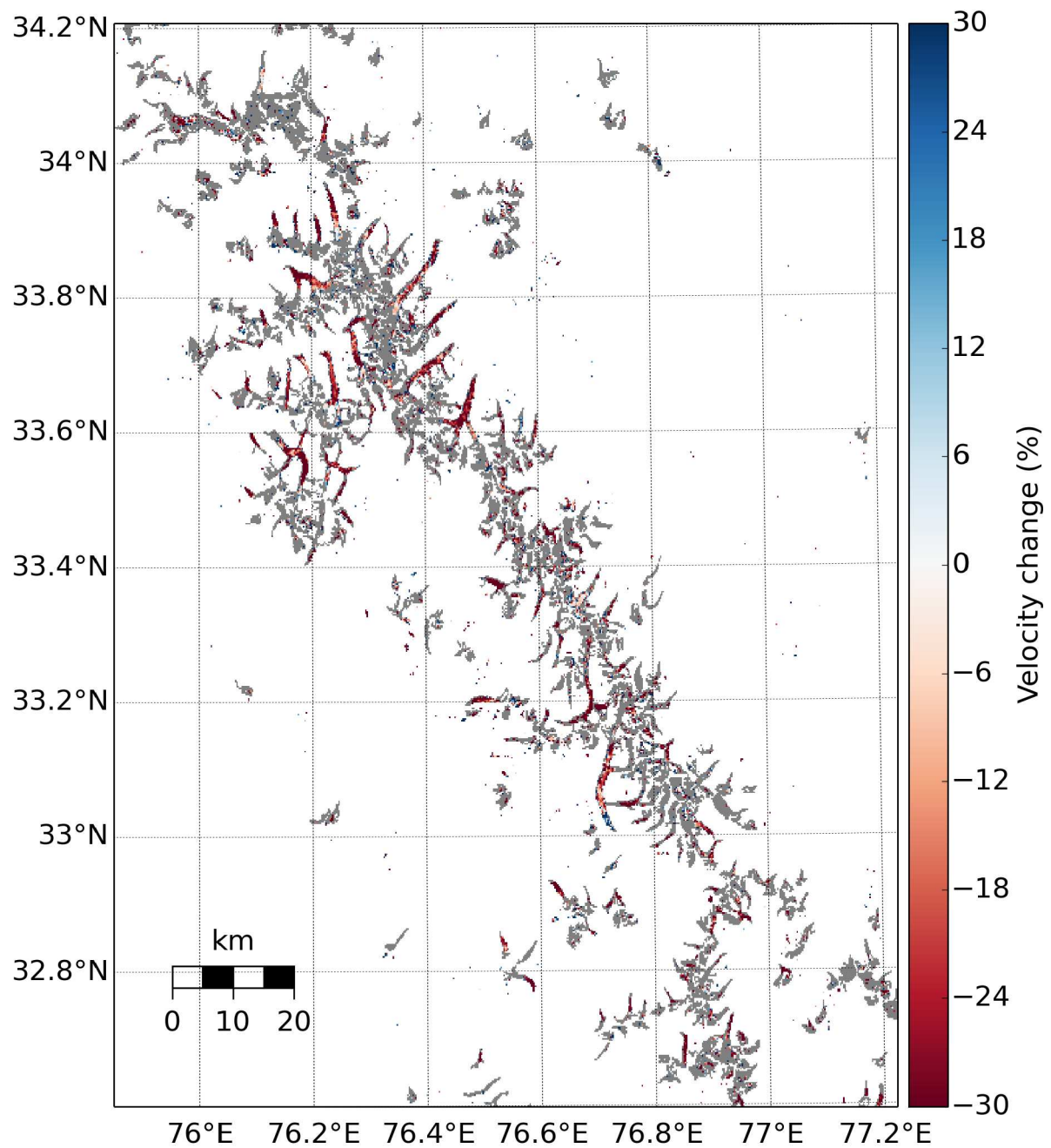


FIGURE A.42 – Variations relatives de vitesses sur la région du Jammu pour la période (2008-2011) - (1999-2003) (30 m)

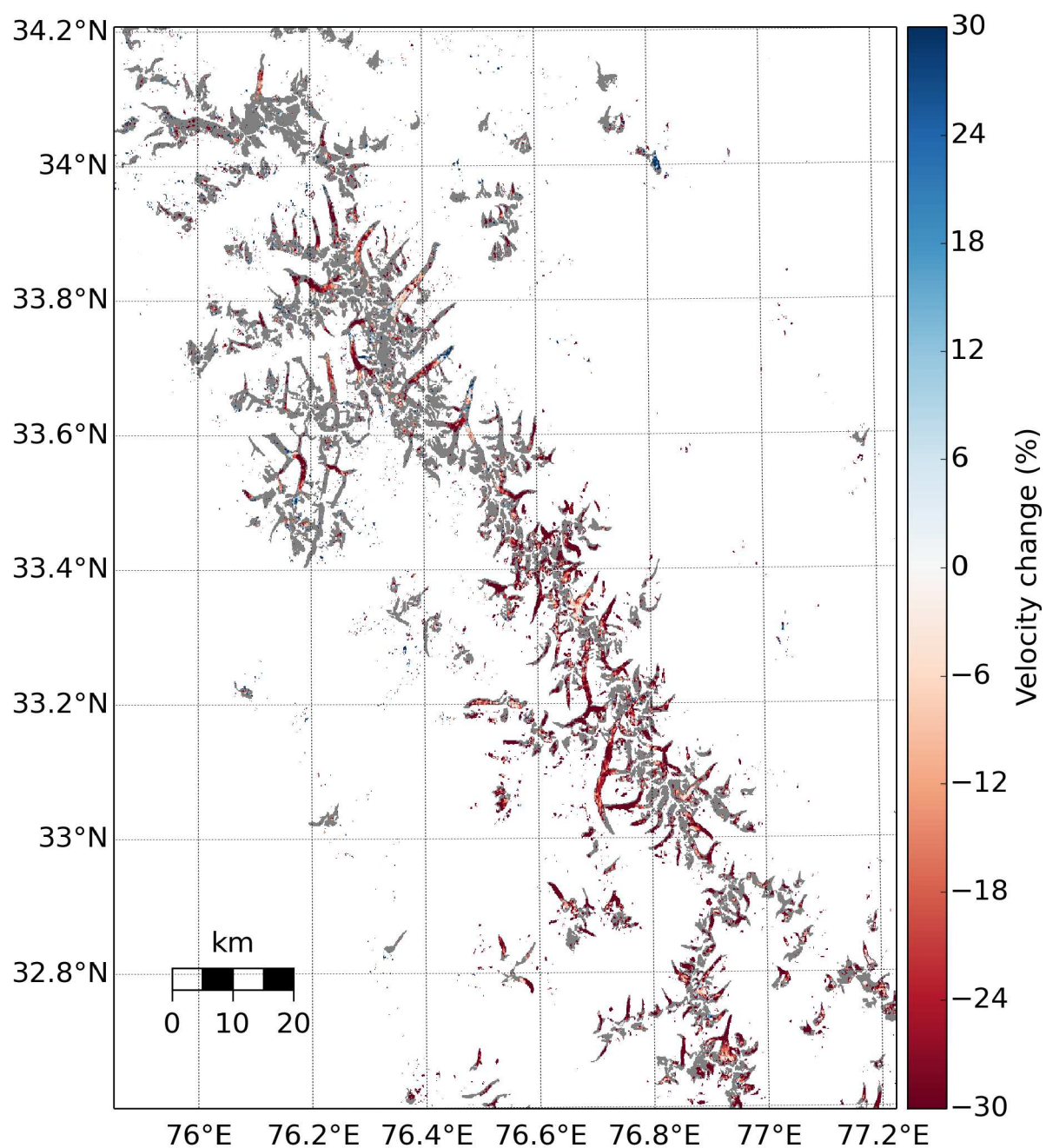


FIGURE A.43 – Variations relatives de vitesses sur la région du Jammu pour la période (2013-2015) - (1999-2003) (15 m)

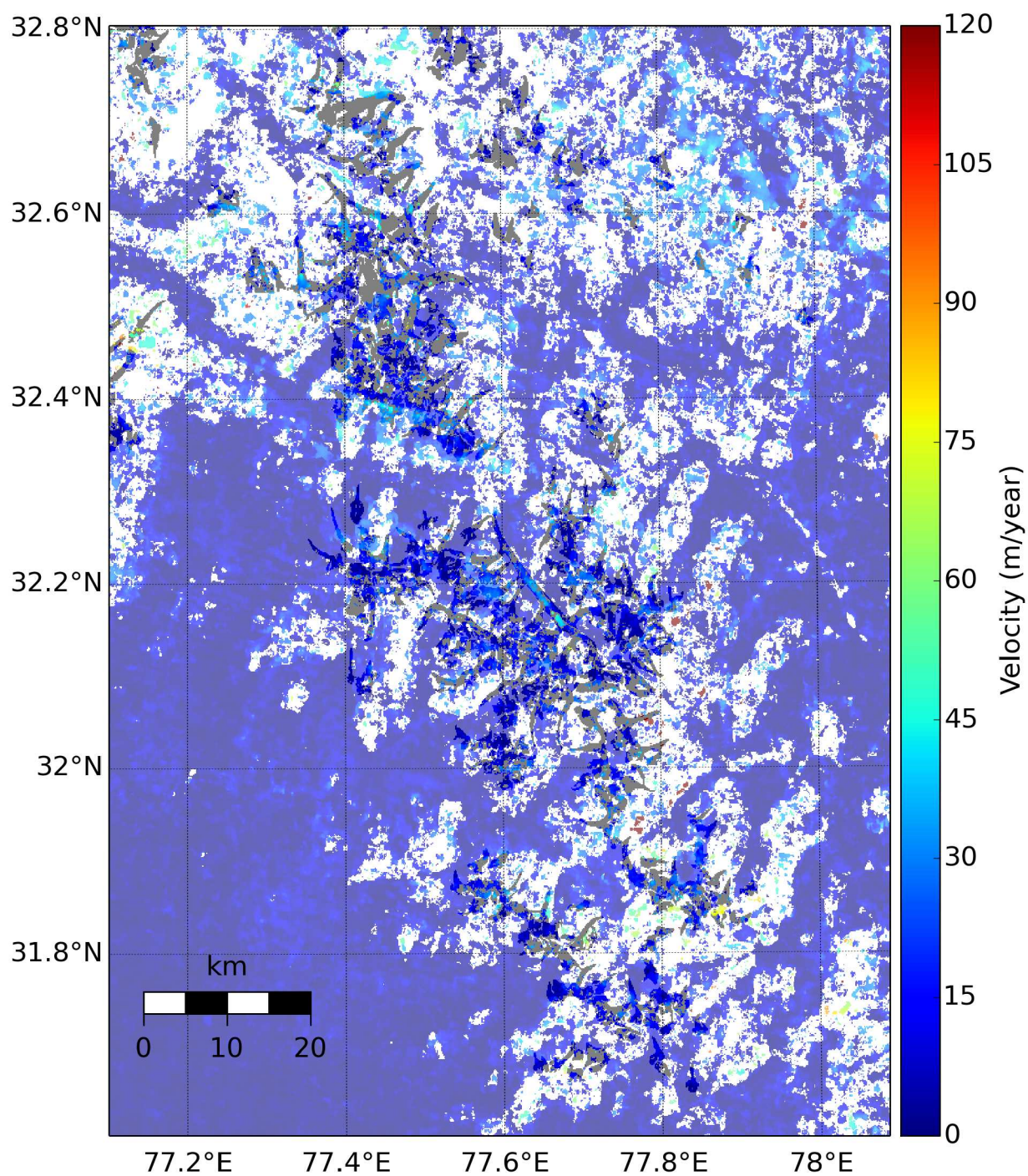


FIGURE A.44 – Vitesses obtenues sur la région du Spiti-Lahaul pour la période 1972-1981 à partir des images Landsat 1-3 (60 m)

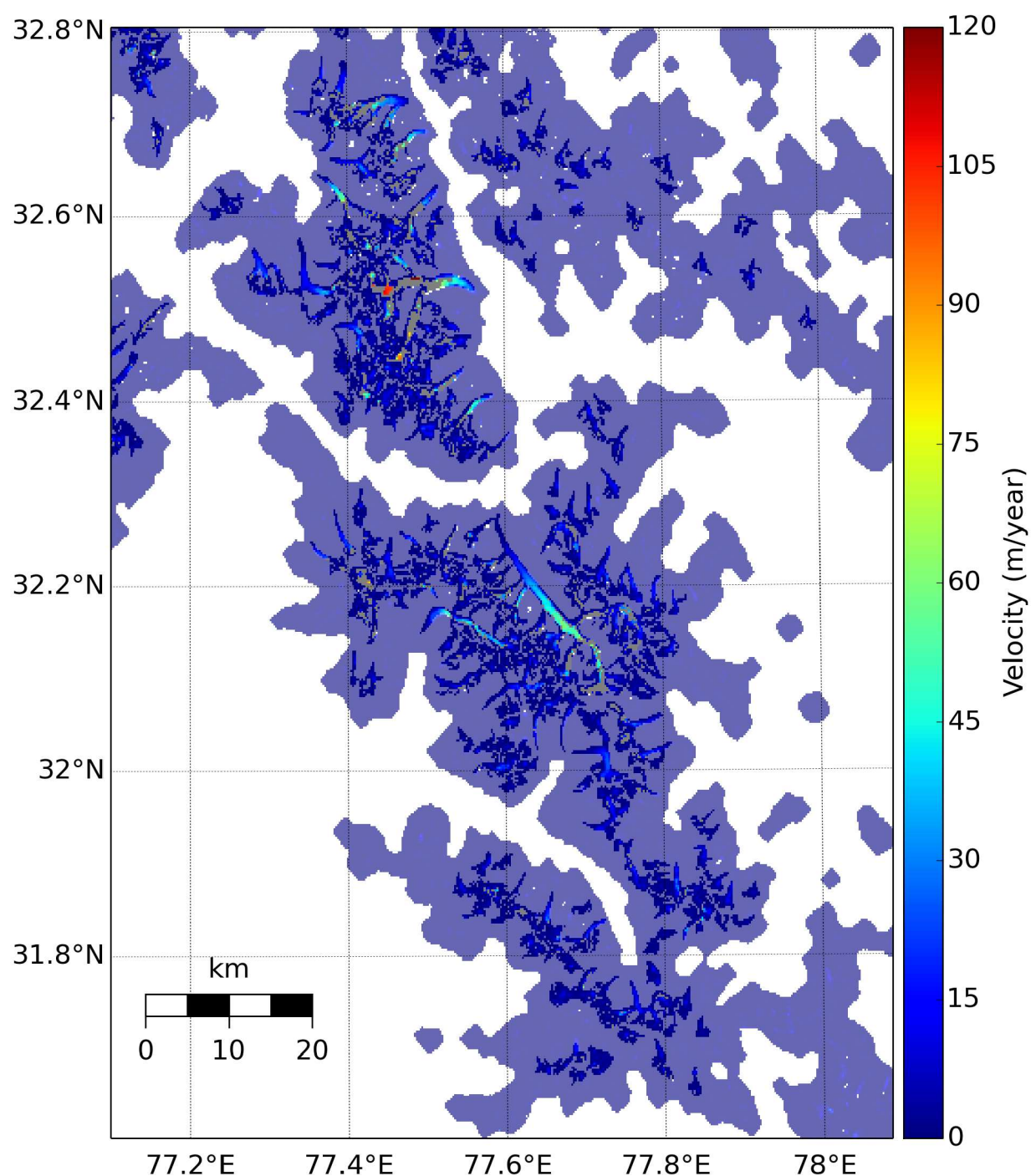


FIGURE A.45 – Vitesses obtenues sur la région du Spiti-Lahaul pour la période 1998-2003 à partir des images Landsat 5-7 (30 m)

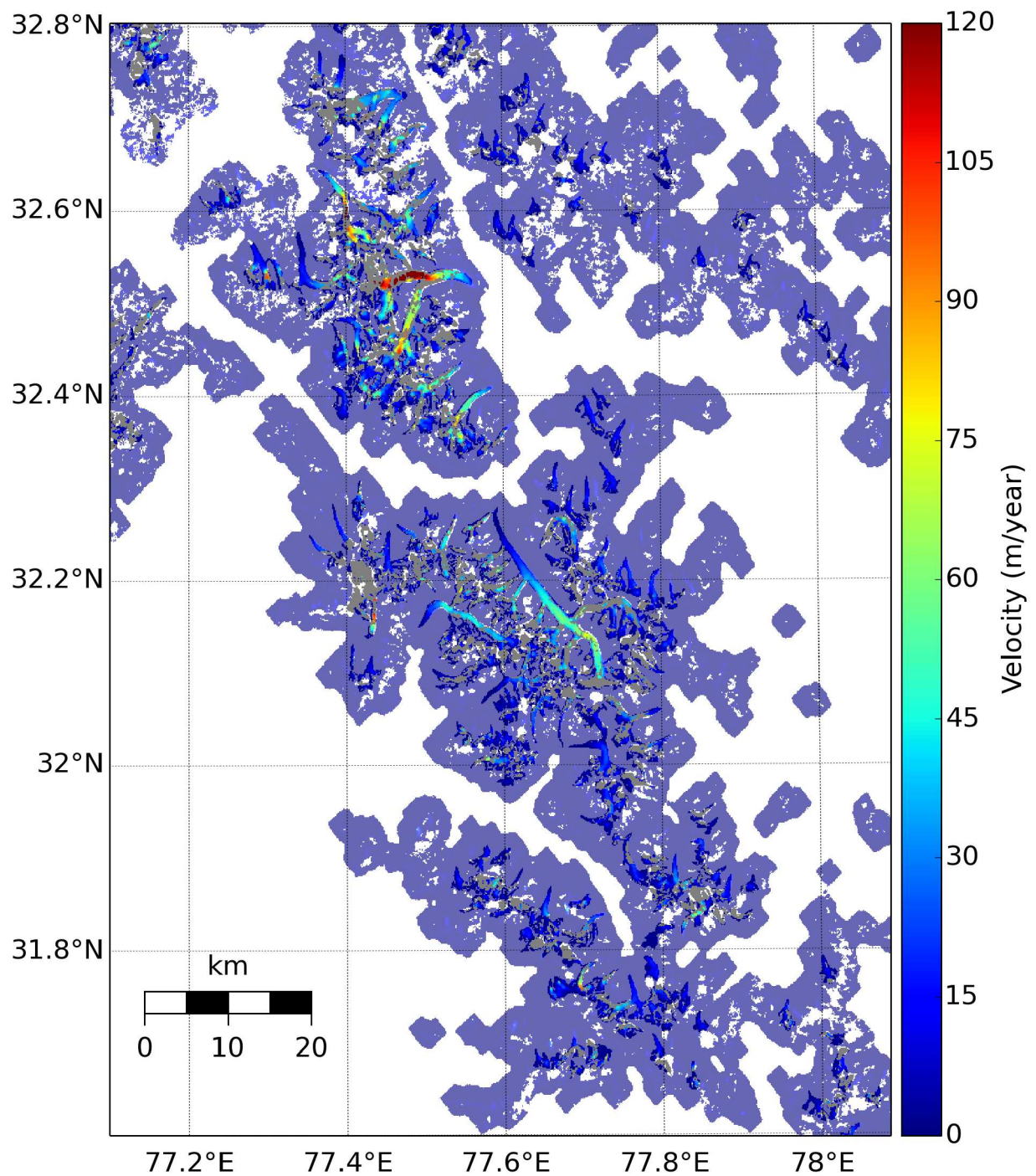


FIGURE A.46 – Vitesses obtenues sur la région du Spiti-Lahaul pour la période 1999-2003 à partir des images Landsat 7 (15 m)

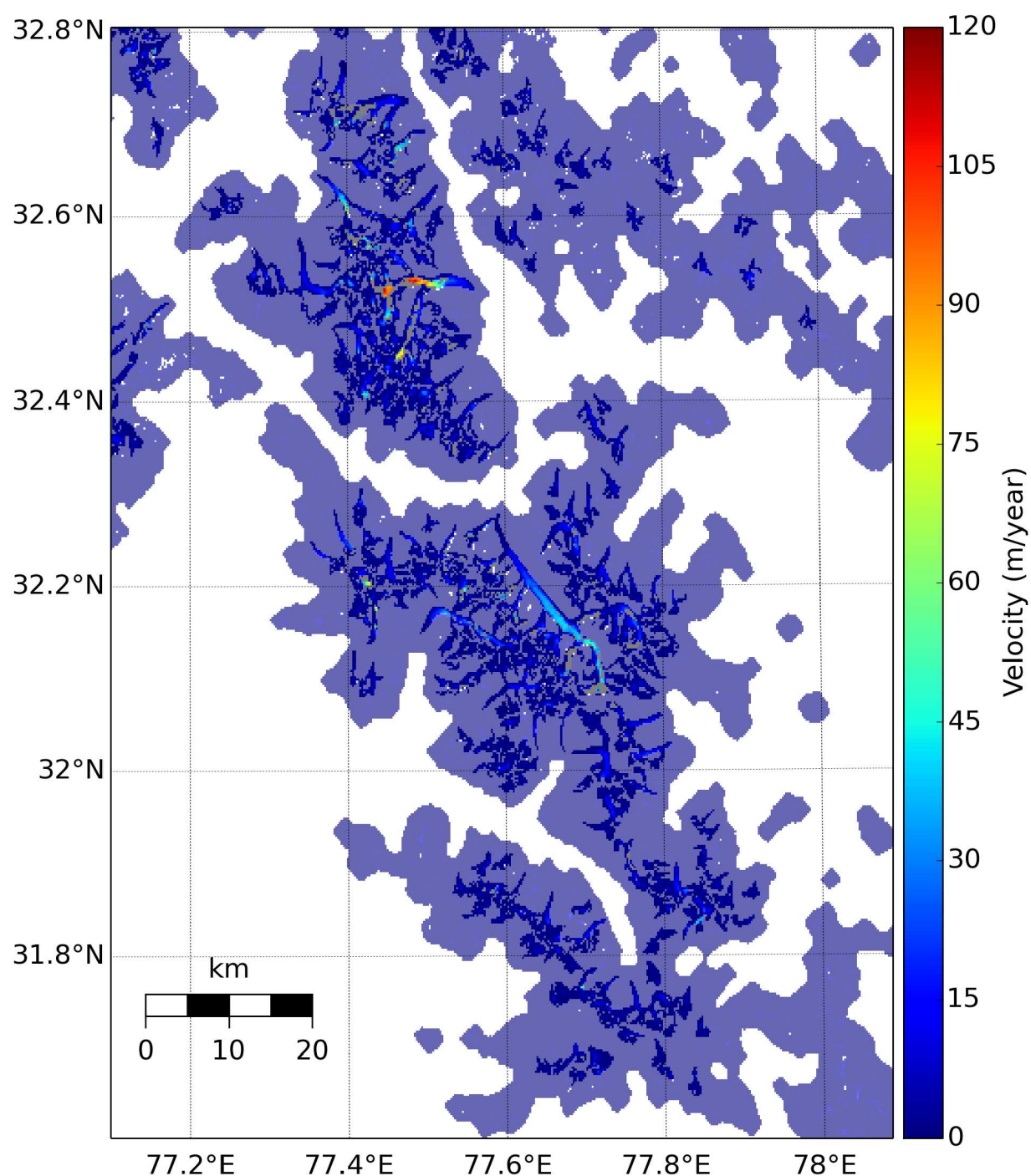


FIGURE A.47 – Vitesses obtenues sur la région du Spiti-Lahaul pour la période 2008-2011 à partir des images Landsat 5 (30 m)

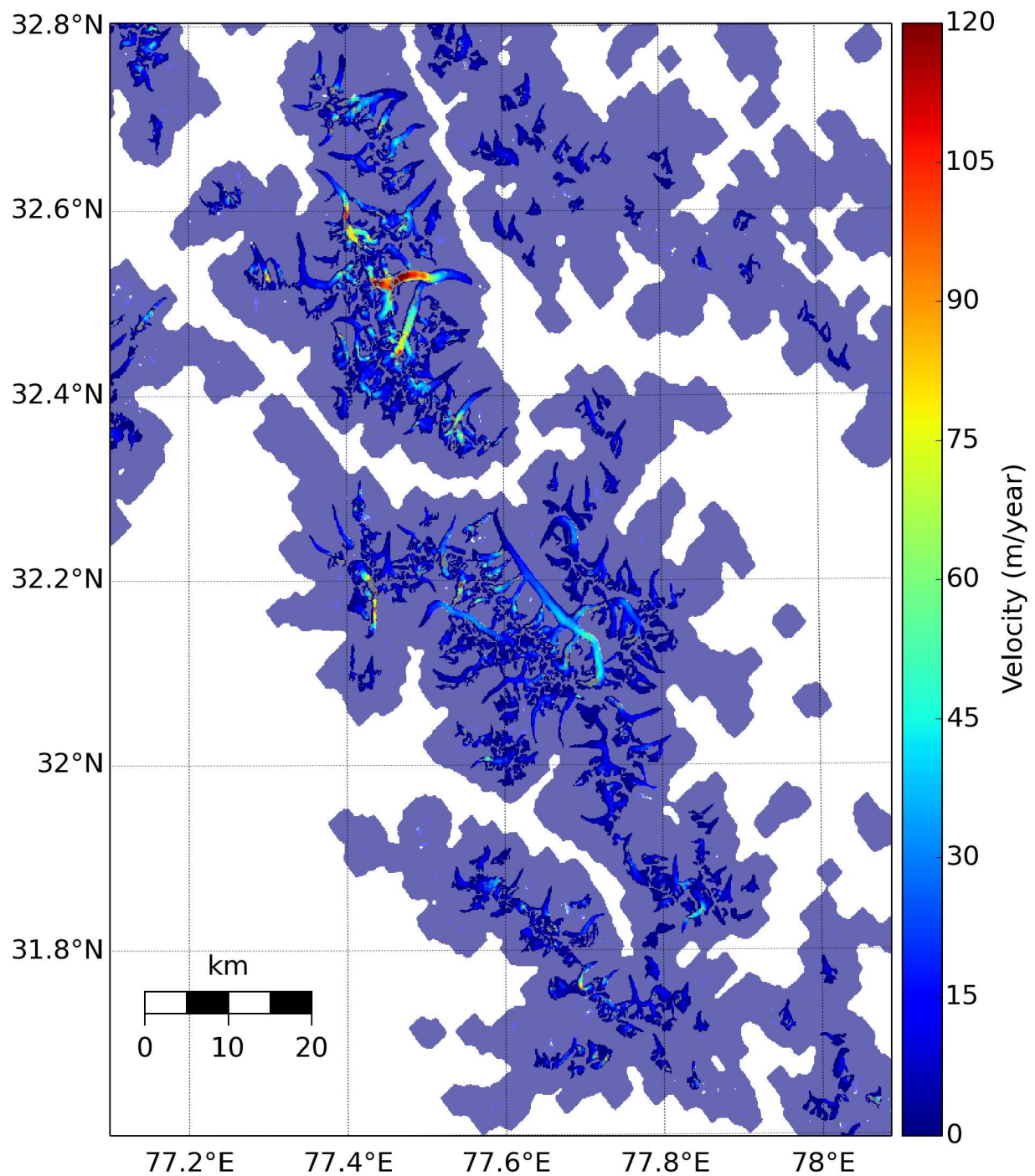


FIGURE A.48 – Vitesses obtenues sur la région du Spiti-Lahaul pour la période 2013-2015 à partir des images Landsat 8 (15 m)

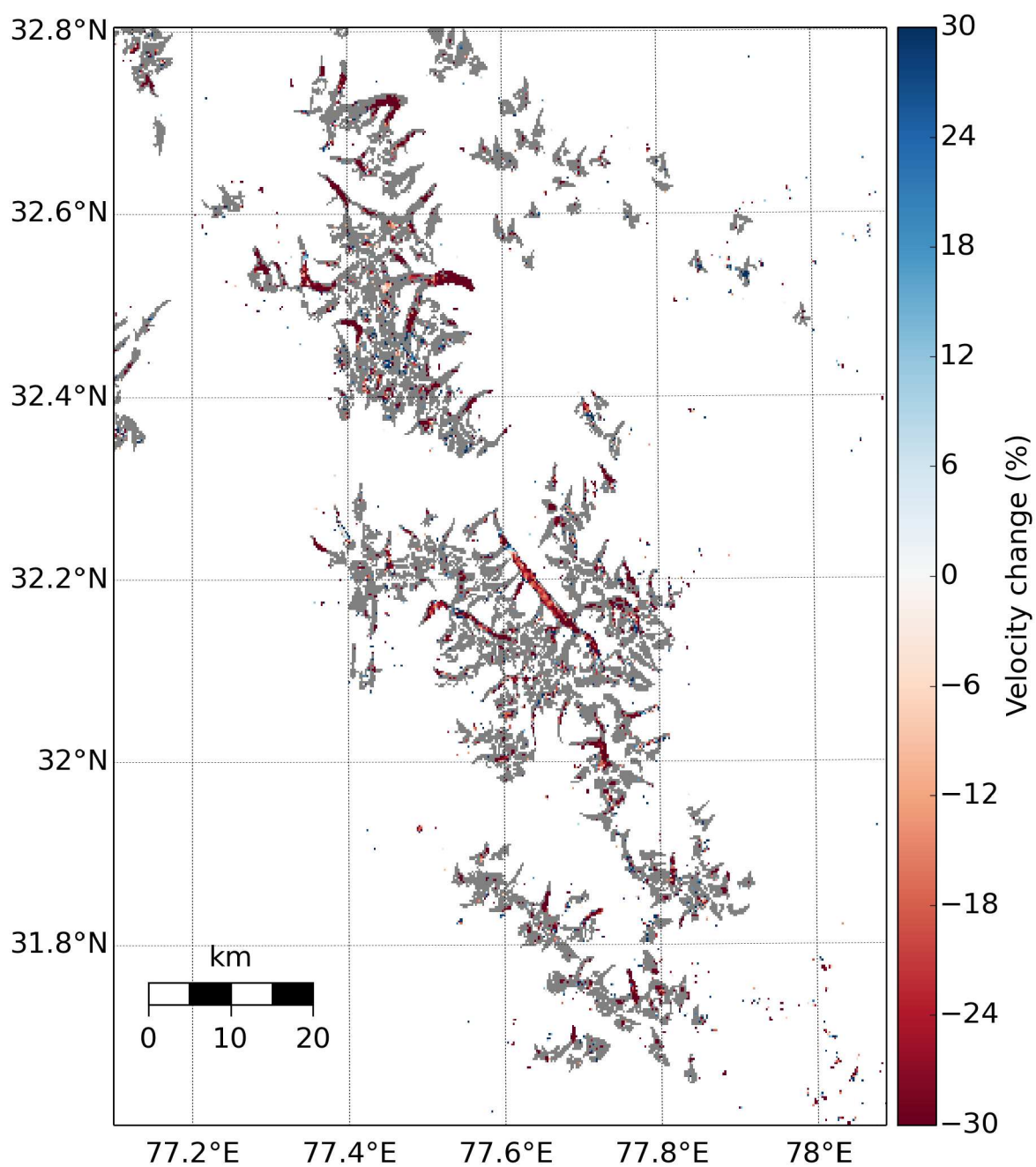


FIGURE A.49 – Variations relatives de vitesses sur la région du Spiti-Lahaul pour la période (2008-2011) - (1999-2003) (30 m)

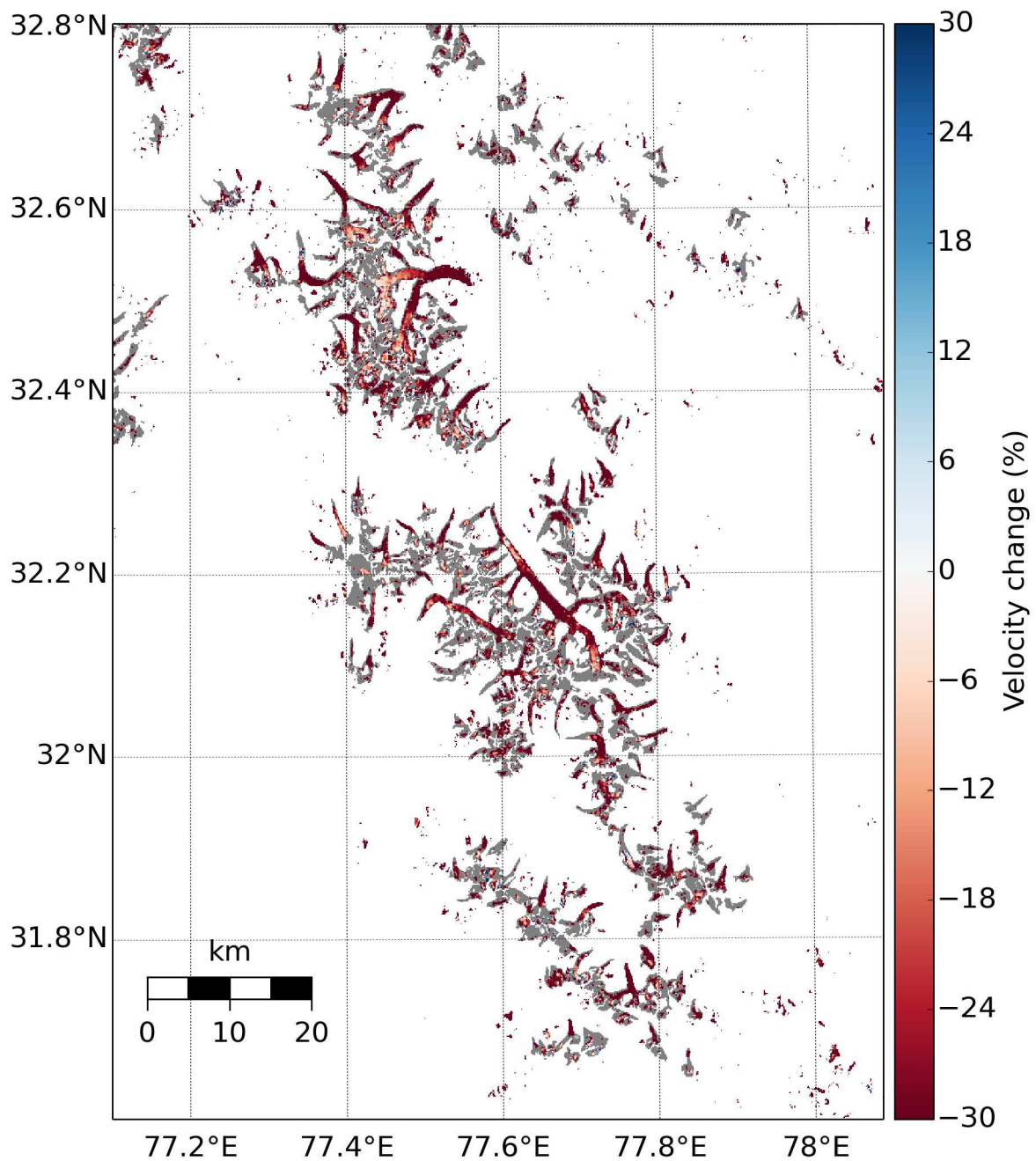


FIGURE A.50 – Variations relatives de vitesses sur la région du Spiti-Lahaul pour la période (2013-2015) - (1999-2003) (15 m)

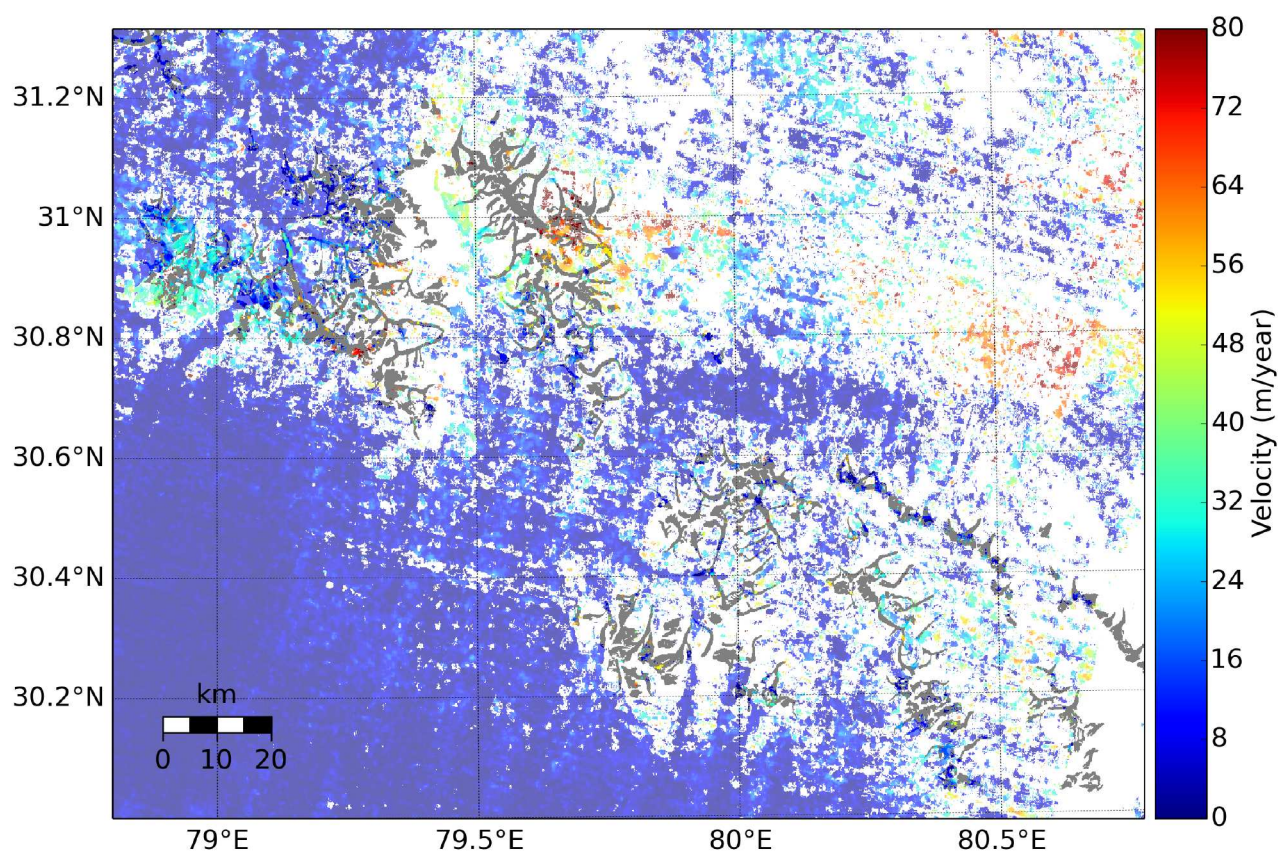


FIGURE A.51 – Vitesses obtenues sur la région du Gangotri pour la période 1972-1981 à partir des images Landsat 1-3 (60 m)

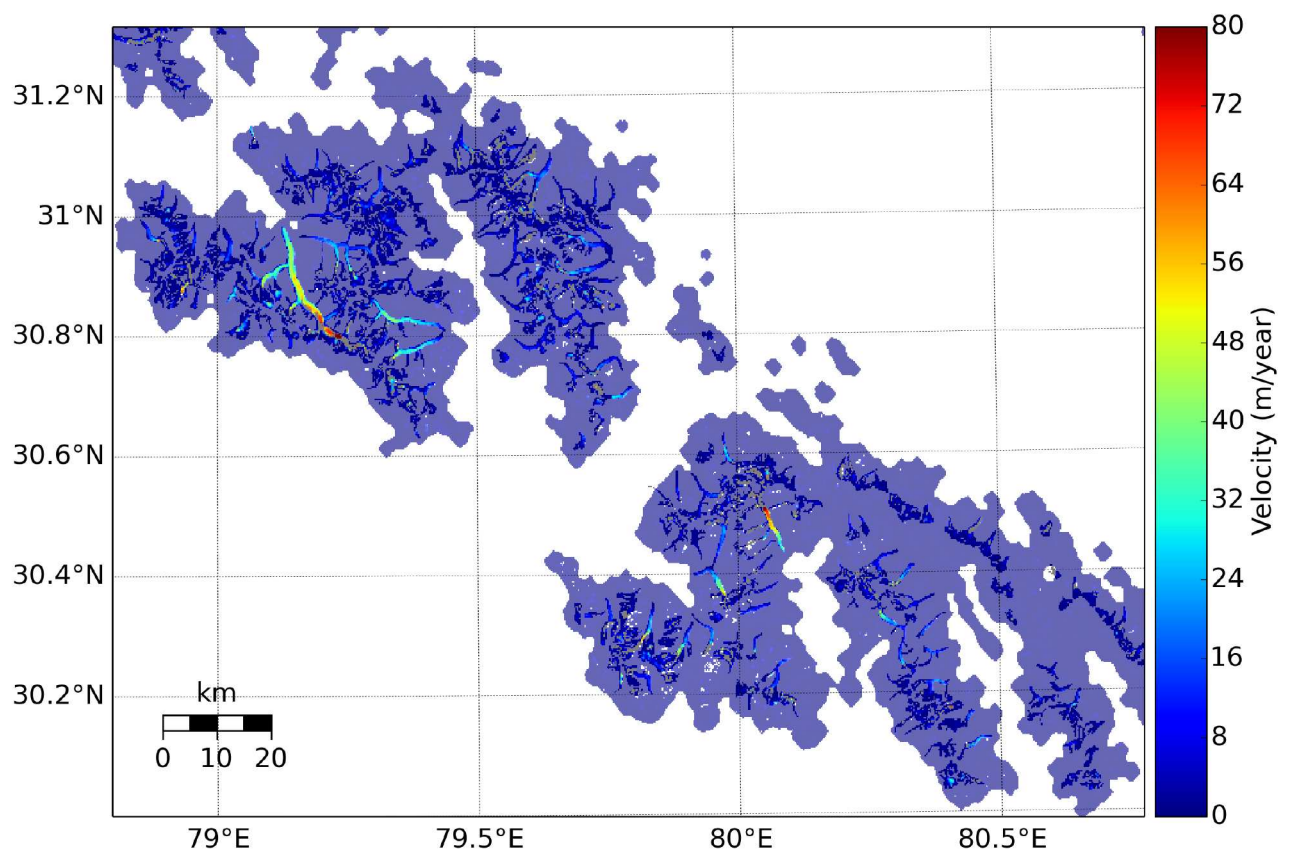


FIGURE A.52 – Vitesses obtenues sur la région du Gangotri pour la période 1998-2003 à partir des images Landsat 5-7 (30 m)

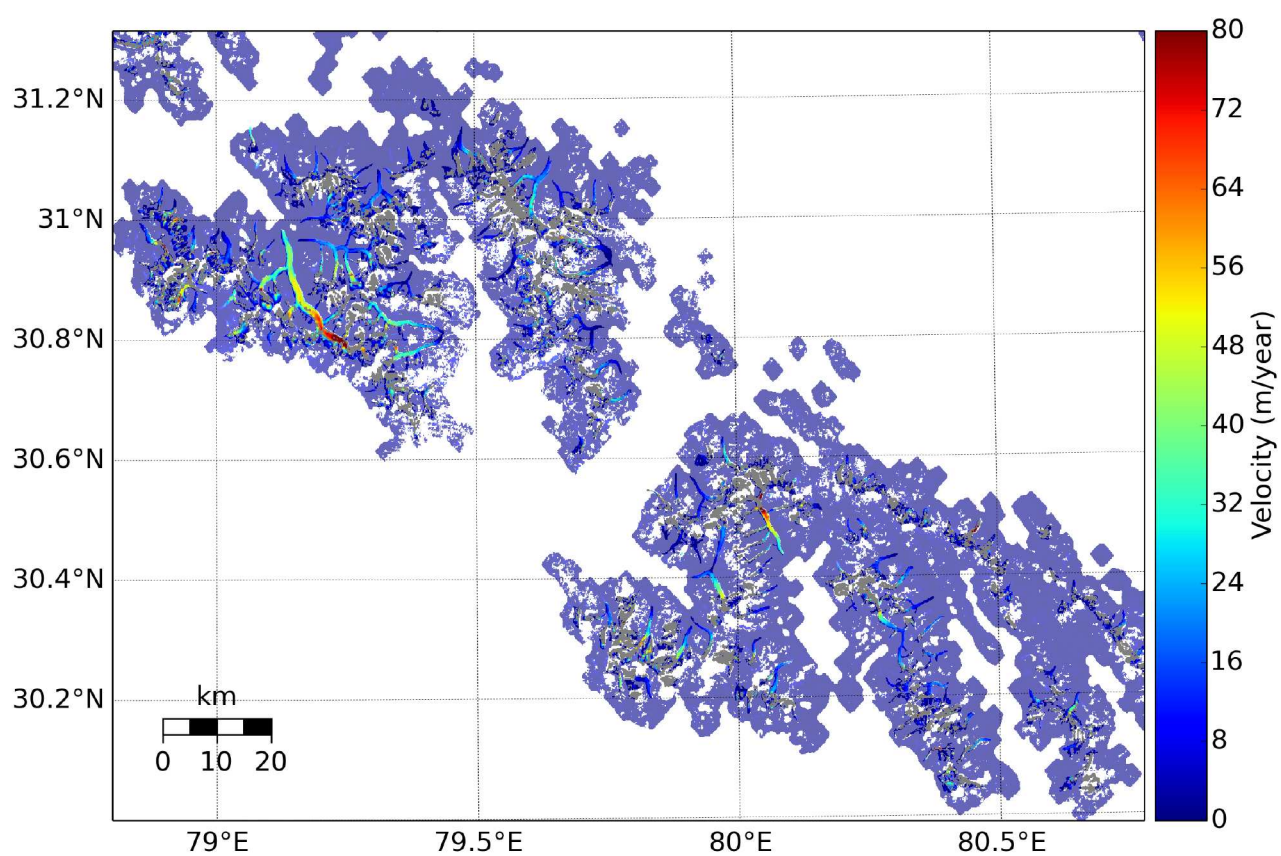


FIGURE A.53 – Vitesses obtenues sur la région du Gangotri pour la période 1999-2003 à partir des images Landsat 7 (15 m)

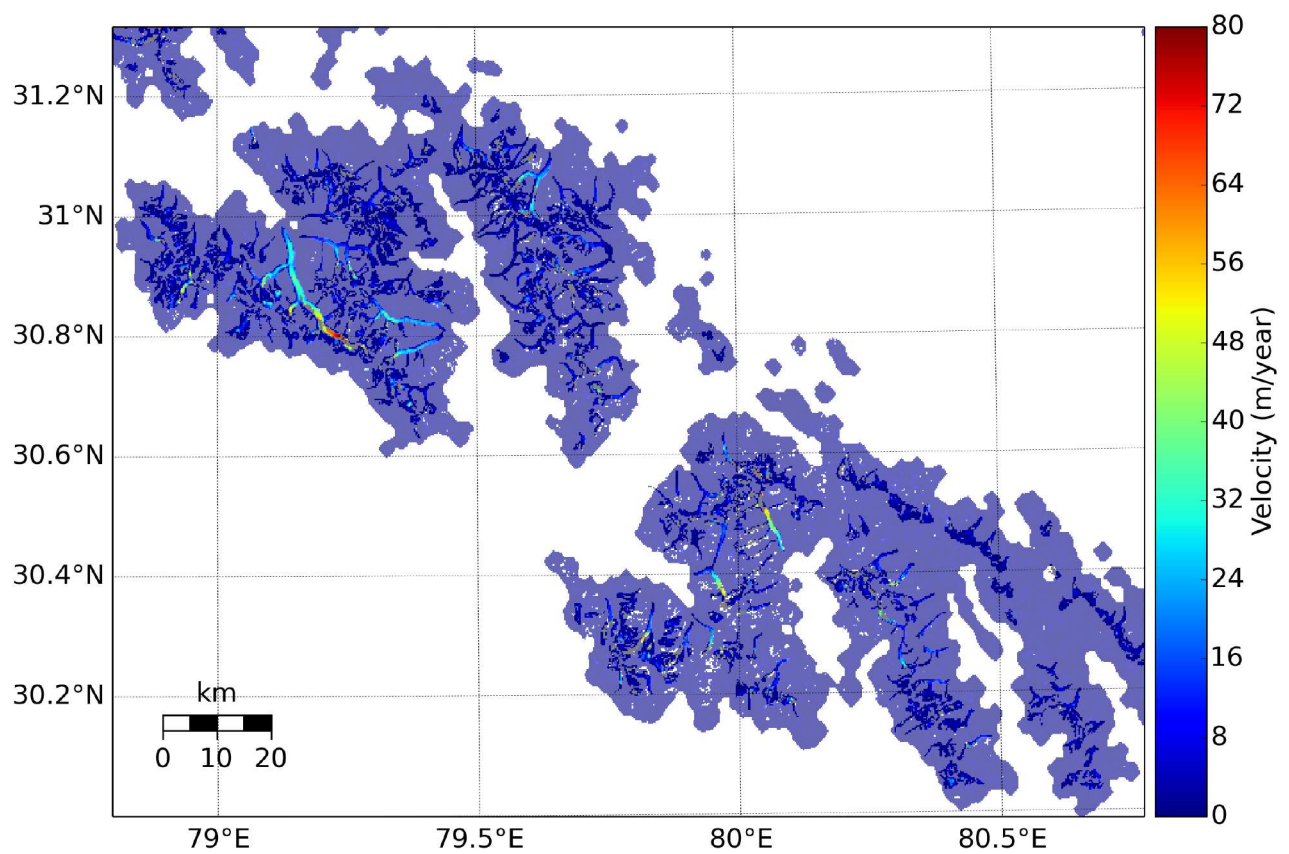


FIGURE A.54 – Vitesses obtenues sur la région du Gangotri pour la période 2008-2011 à partir des images Landsat 5 (30 m)

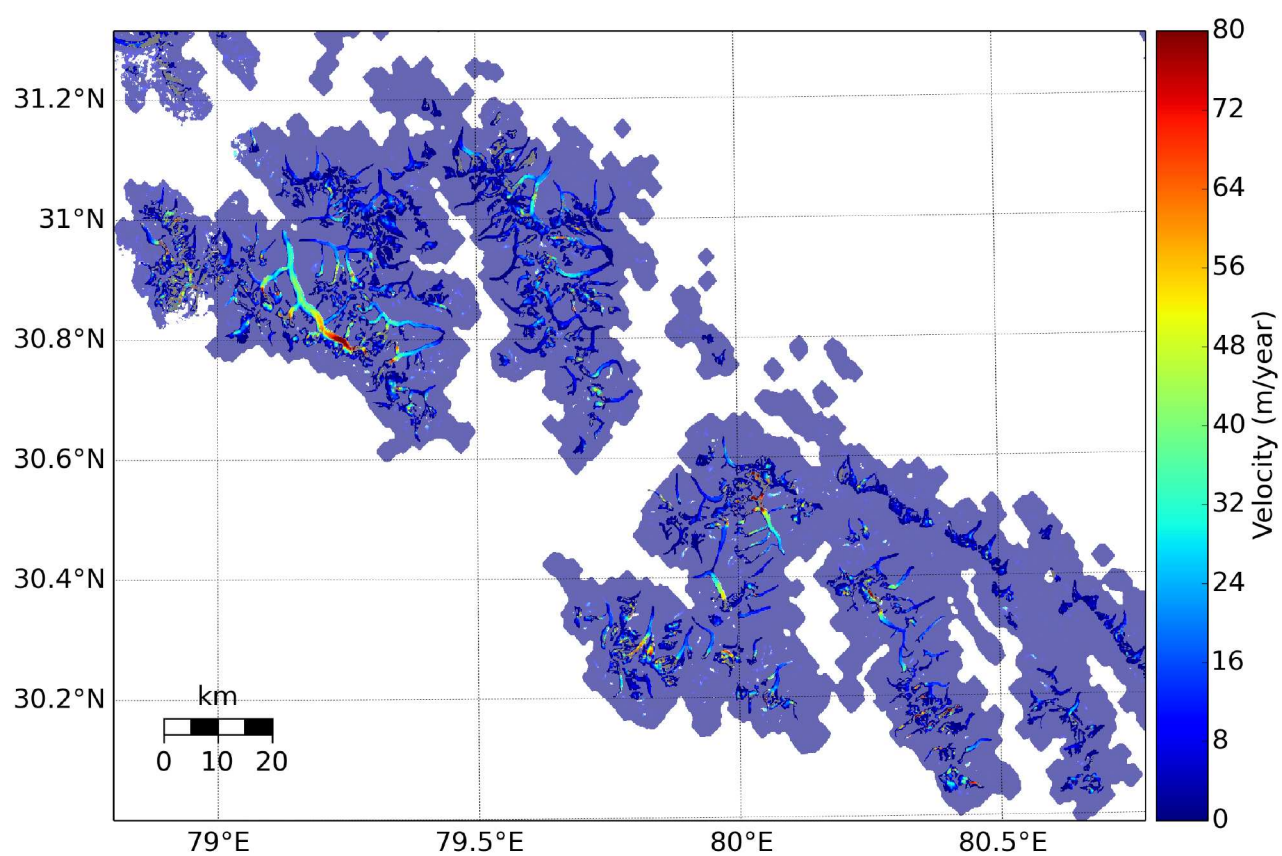


FIGURE A.55 – Vitesses obtenues sur la région du Gangotri pour la période 2013-2015 à partir des images Landsat 8 (15 m)

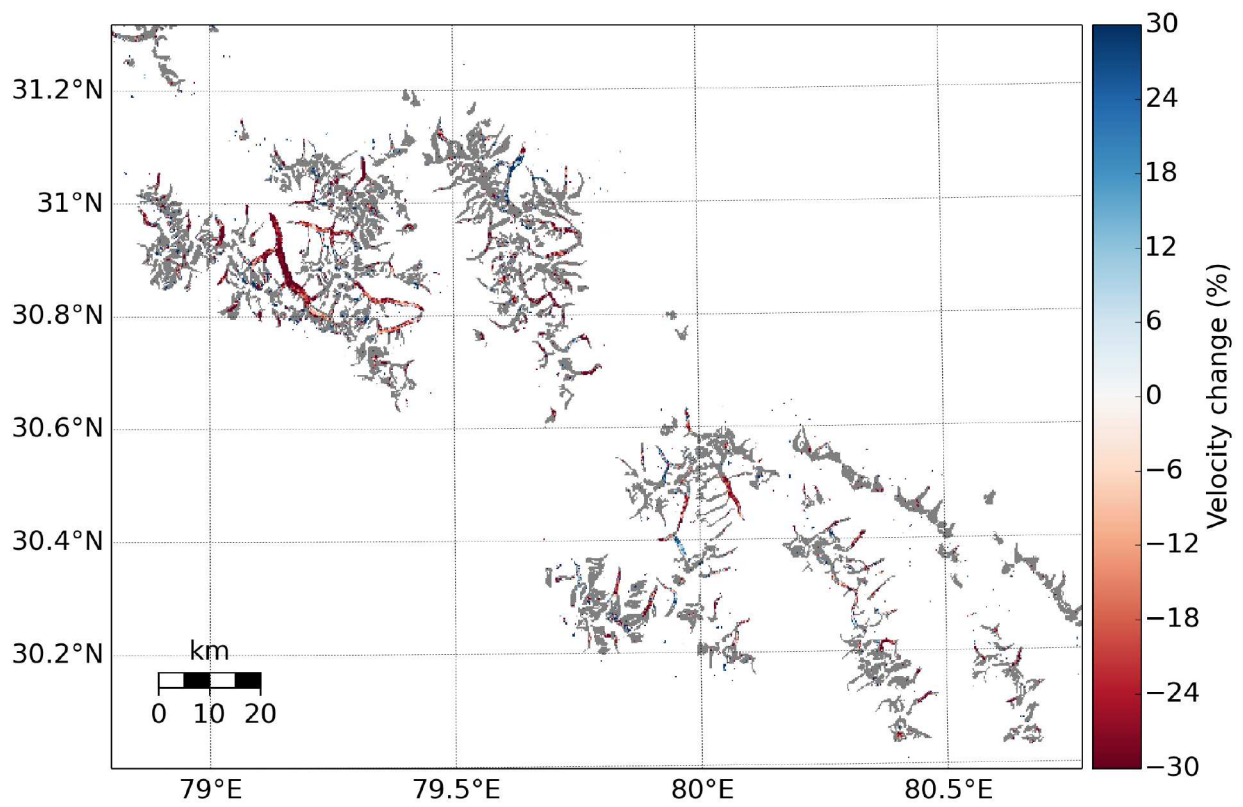


FIGURE A.56 – Variations relatives de vitesses sur la région du Gangotri pour la période (2008-2011) - (1999-2003) (30 m)

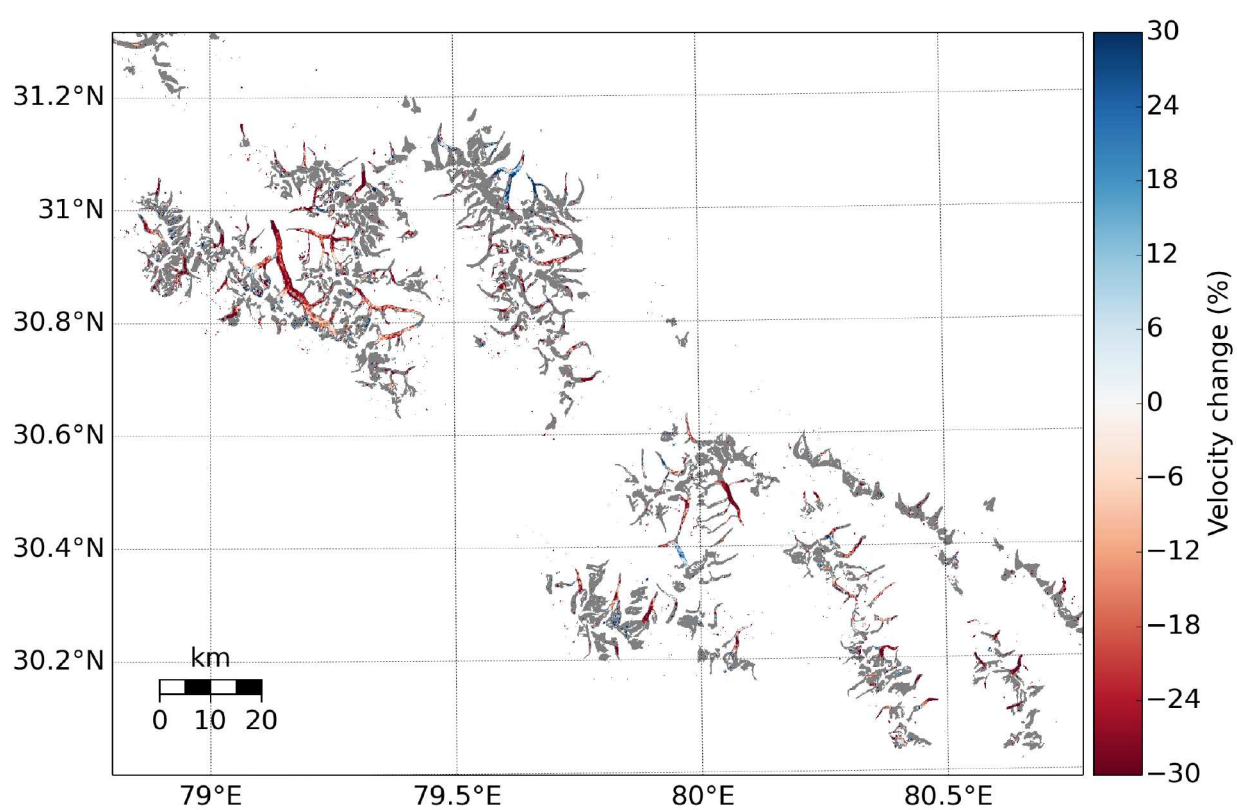


FIGURE A.57 – Variations relatives de vitesses sur la région du Gangotri pour la période (2013-2015) - (1999-2003) (15 m)

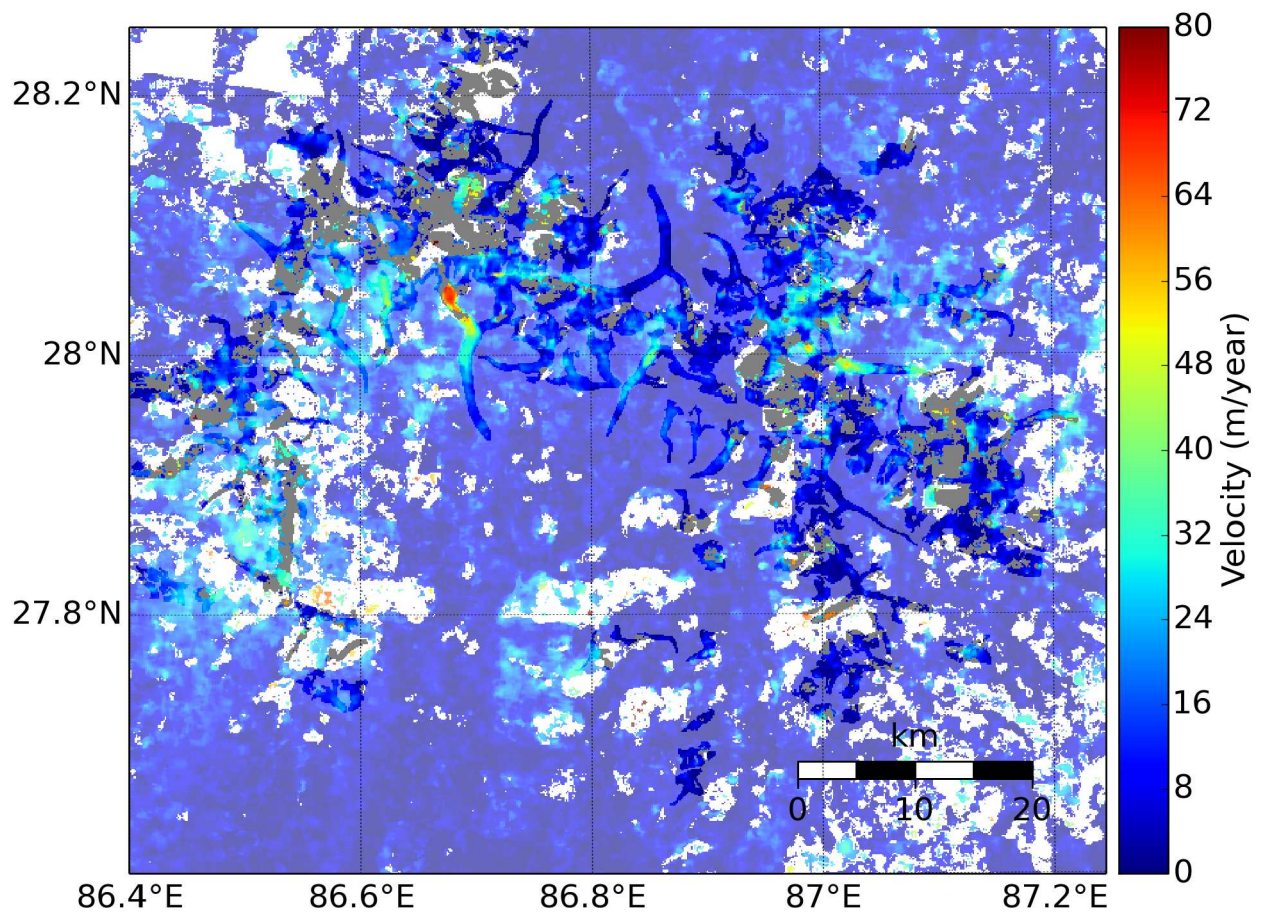


FIGURE A.58 – Vitesses obtenues sur la région de l'Everest pour la période 1972-1981 à partir des images Landsat 1-3 (60 m)

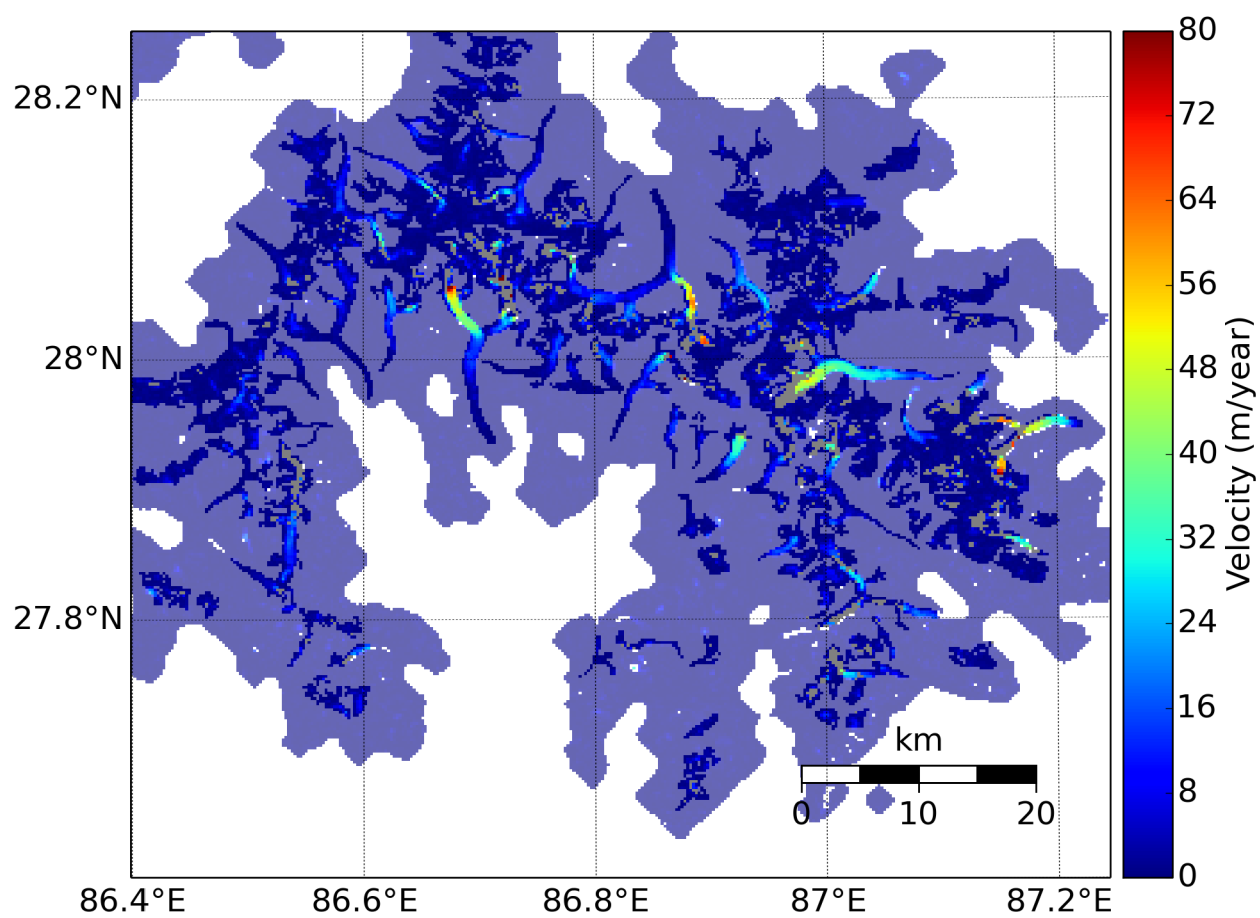


FIGURE A.59 – Vitesses obtenues sur la région de l'Everest pour la période 1998-2003 à partir des images Landsat 5-7 (30 m)

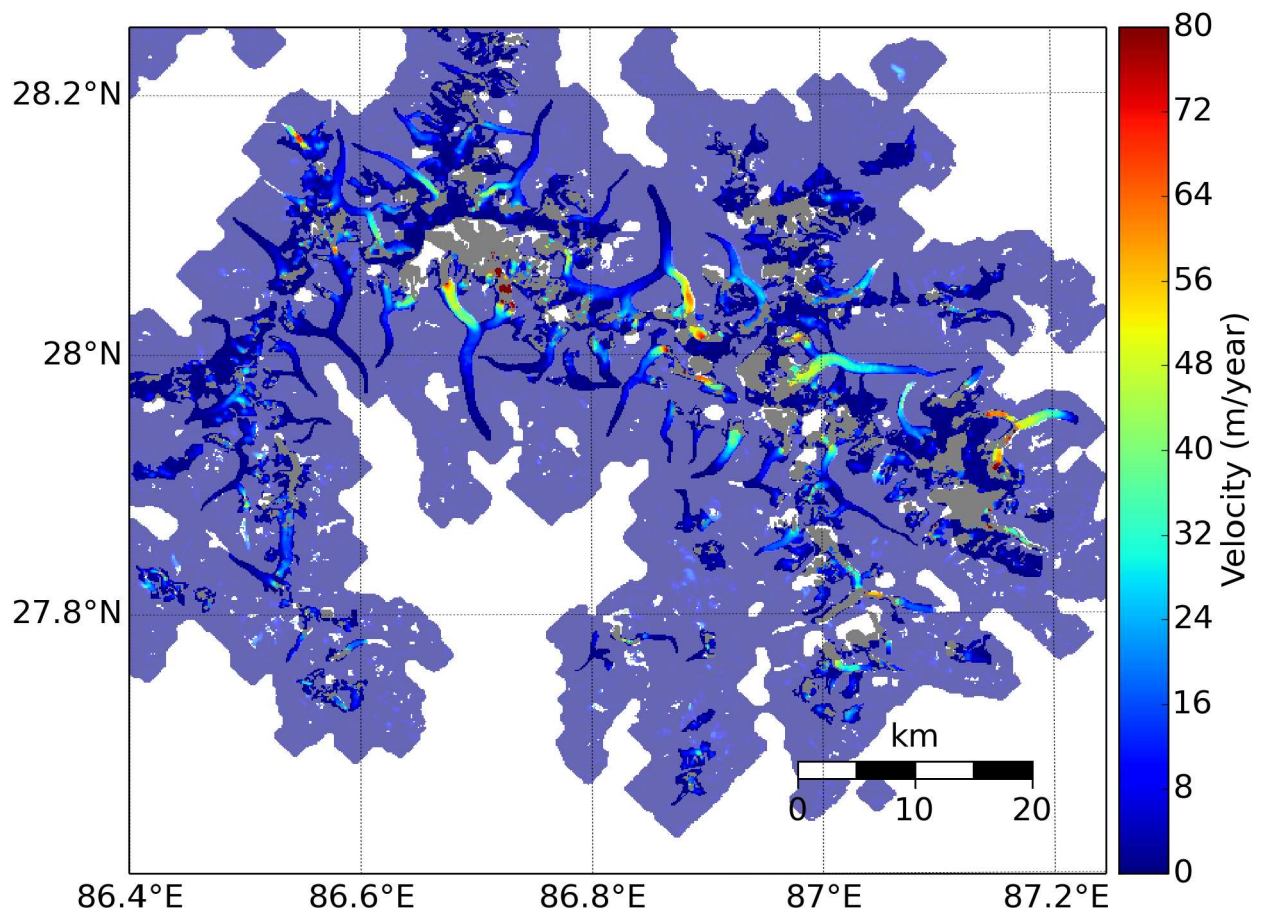


FIGURE A.60 – Vitesses obtenues sur la région de l'Everest pour la période 1999-2003 à partir des images Landsat 7 (15 m)

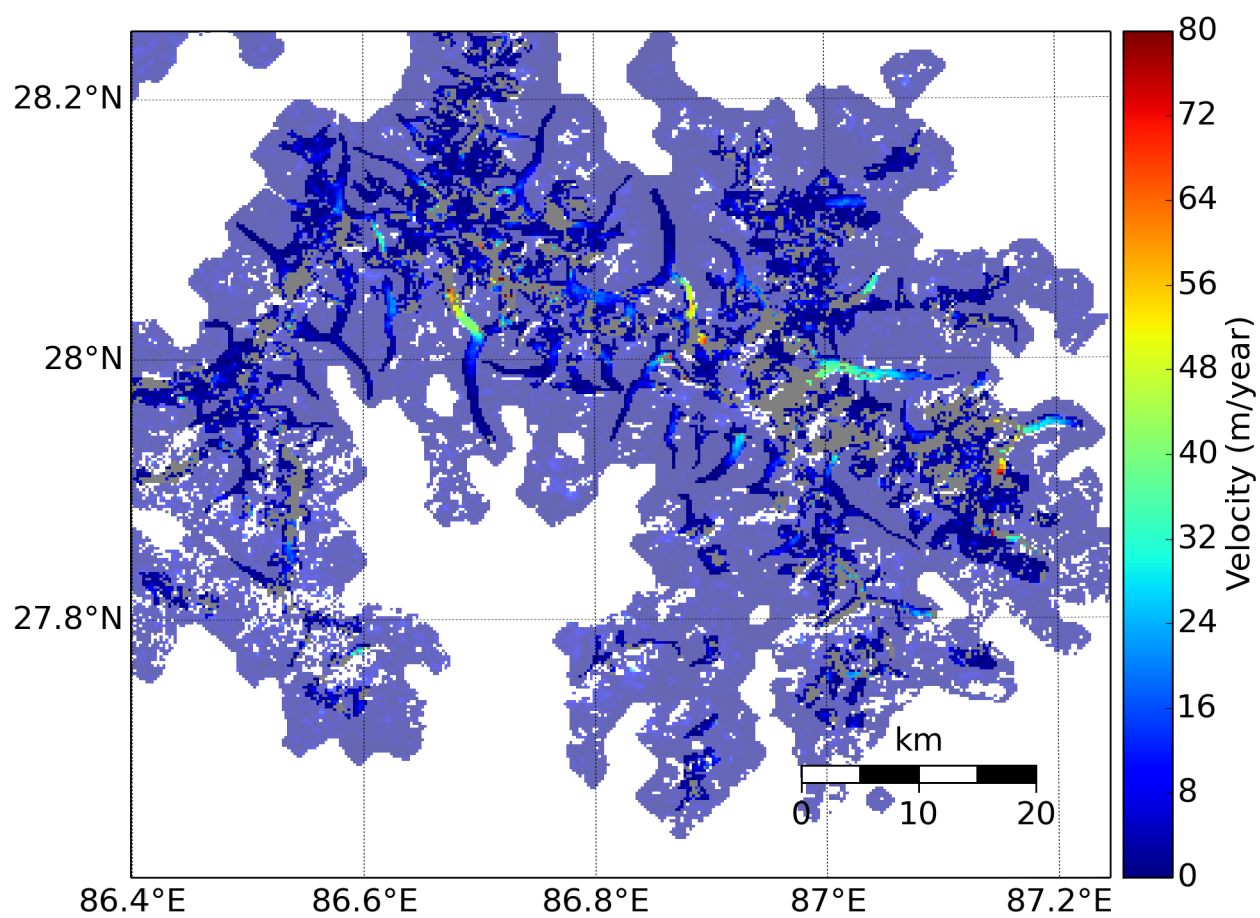


FIGURE A.61 – Vitesses obtenues sur la région de l'Everest pour la période 2008-2011 à partir des images Landsat 5 (30 m)

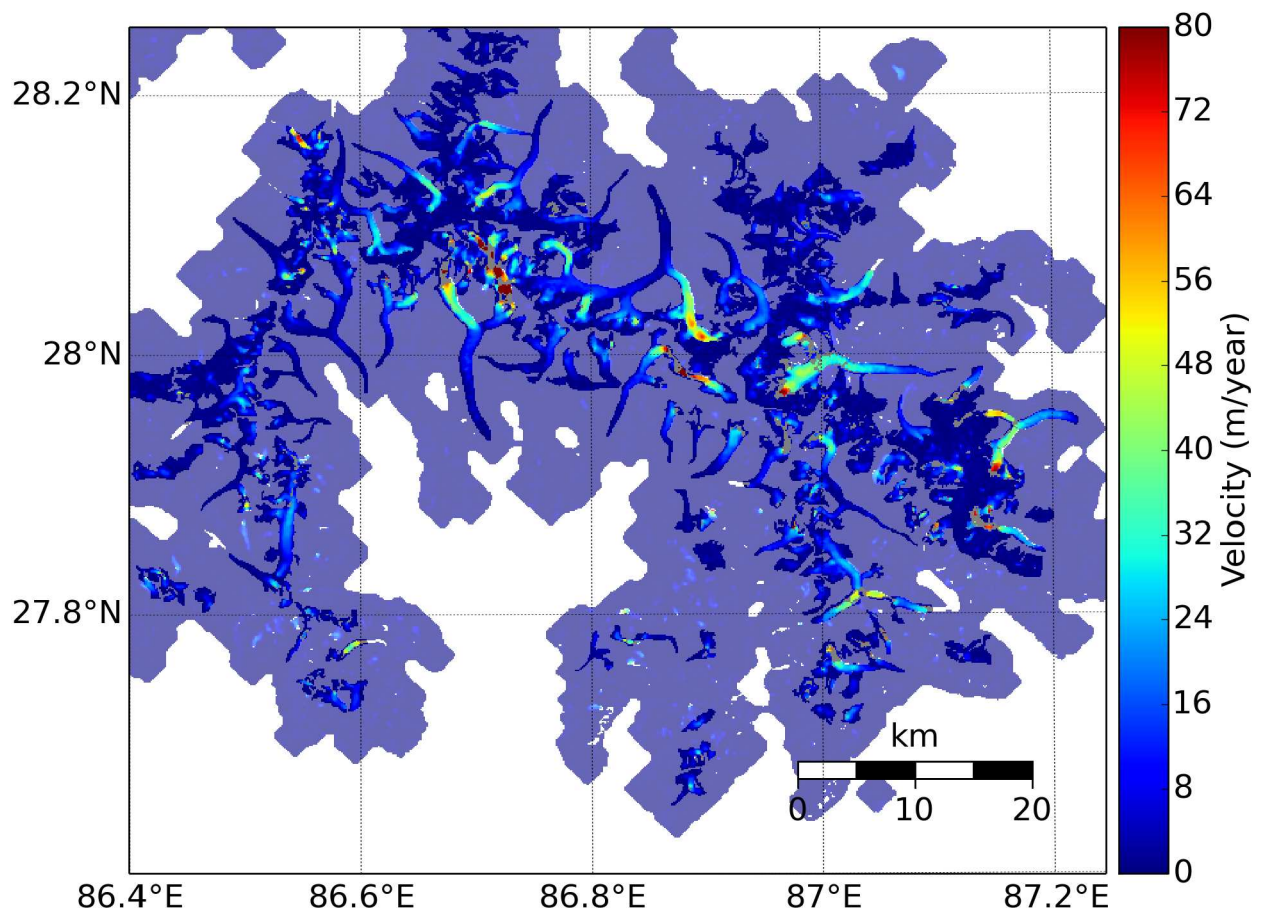


FIGURE A.62 – Vitesses obtenues sur la région de l'Everest pour la période 2013-2015 à partir des images Landsat 8 (15 m)

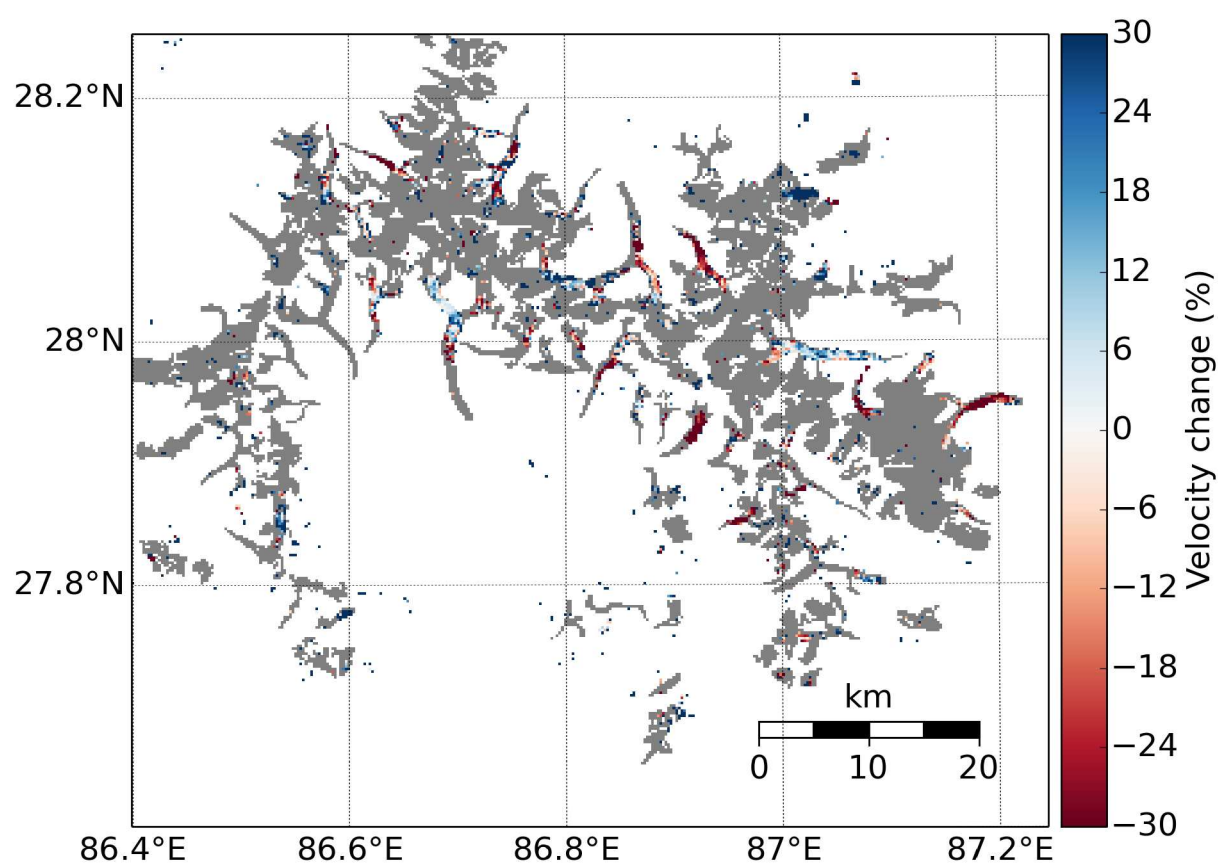


FIGURE A.63 – Variations relatives de vitesses sur la région de l'Everest pour la période (2008-2011) - (1999-2003) (30 m)

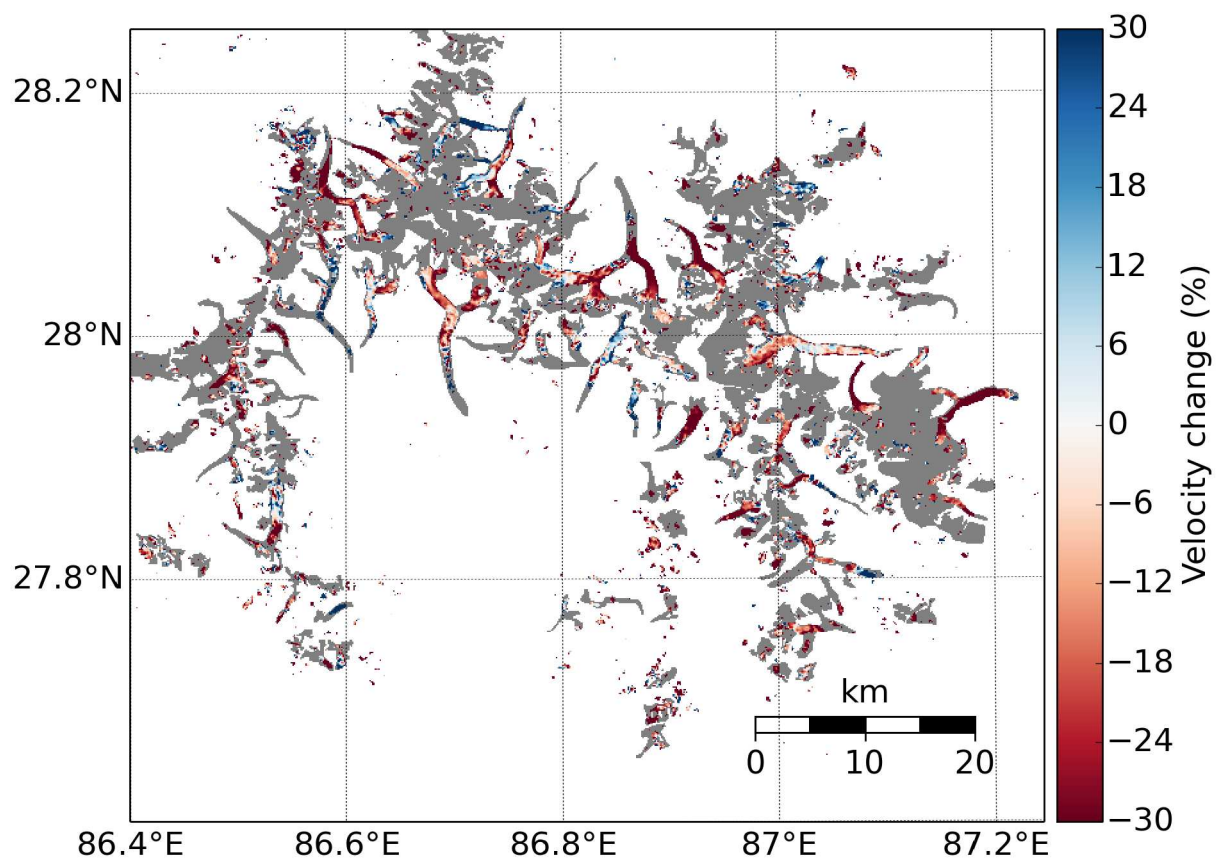


FIGURE A.64 – Variations relatives de vitesses sur la région de l'Everest pour la période (2013-2015) - (1999-2003) (15 m)

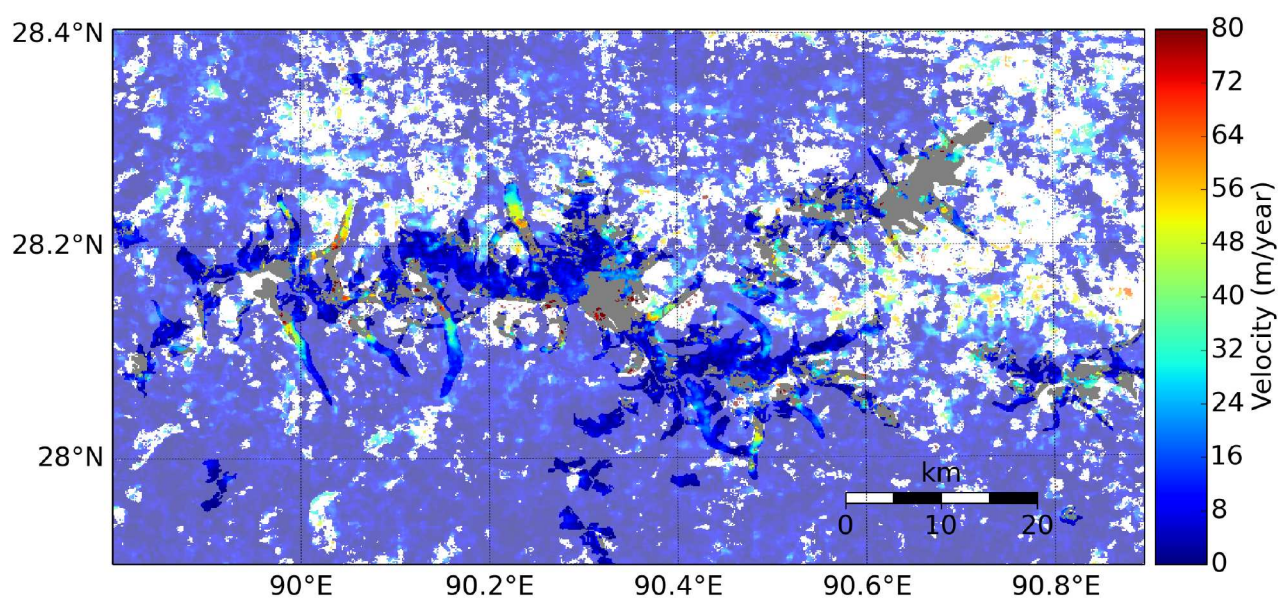


FIGURE A.65 – Vitesses obtenues sur la région du Bhoutan pour la période 1972-1981 à partir des images Landsat 1-3 (60 m)

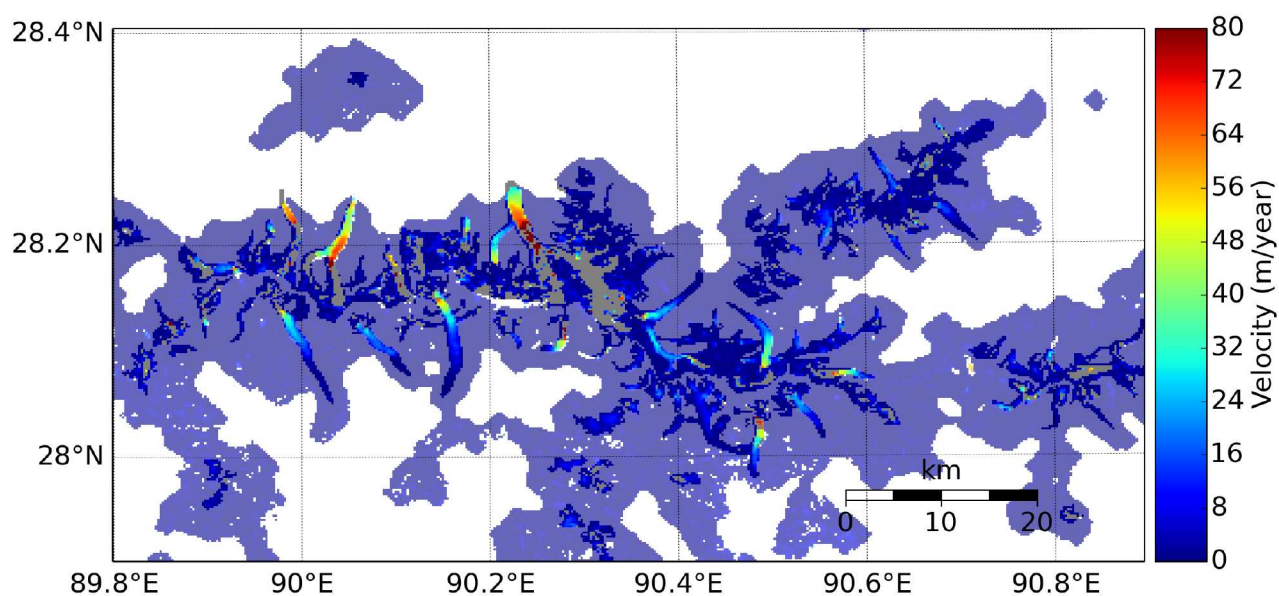


FIGURE A.66 – Vitesses obtenues sur la région du Bhoutan pour la période 1998-2003 à partir des images Landsat 5-7 (30 m)

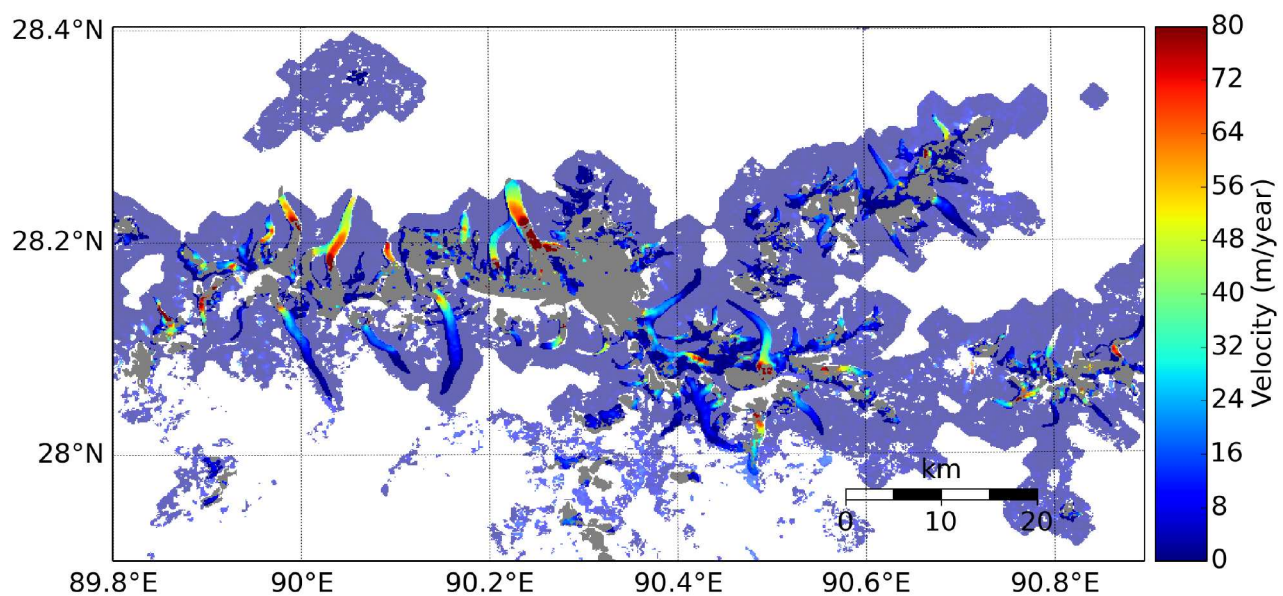


FIGURE A.67 – Vitesses obtenues sur la région du Bhoutan pour la période 1999-2003 à partir des images Landsat 7 (15 m)

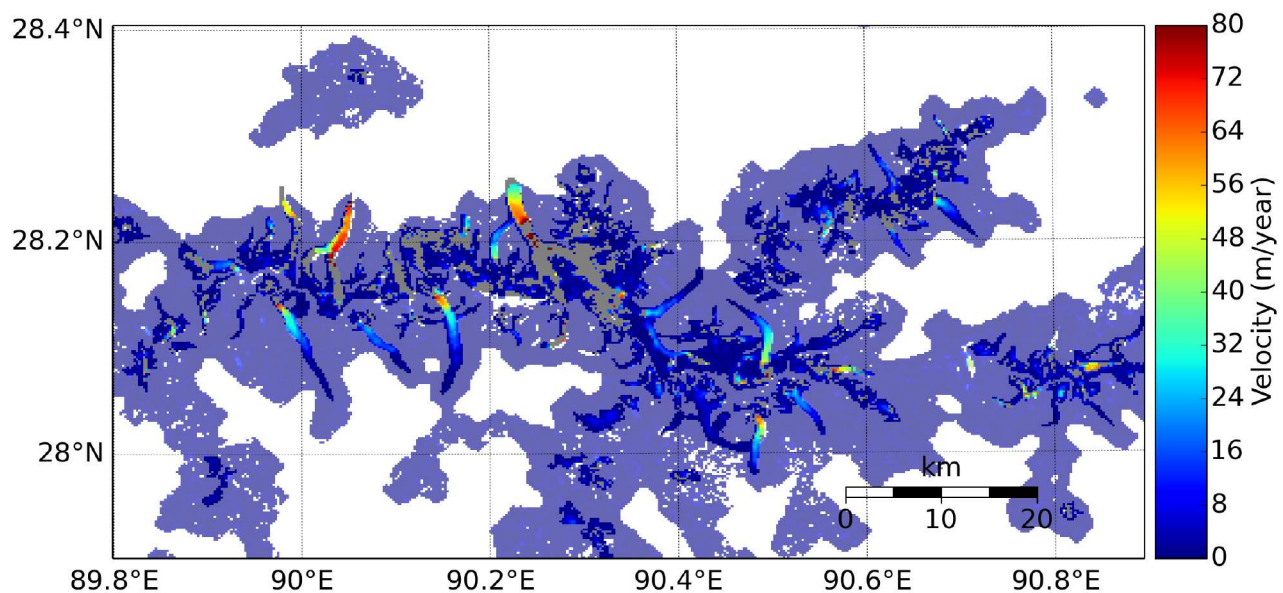


FIGURE A.68 – Vitesses obtenues sur la région du Bhoutan pour la période 2008-2011 à partir des images Landsat 5 (30 m)

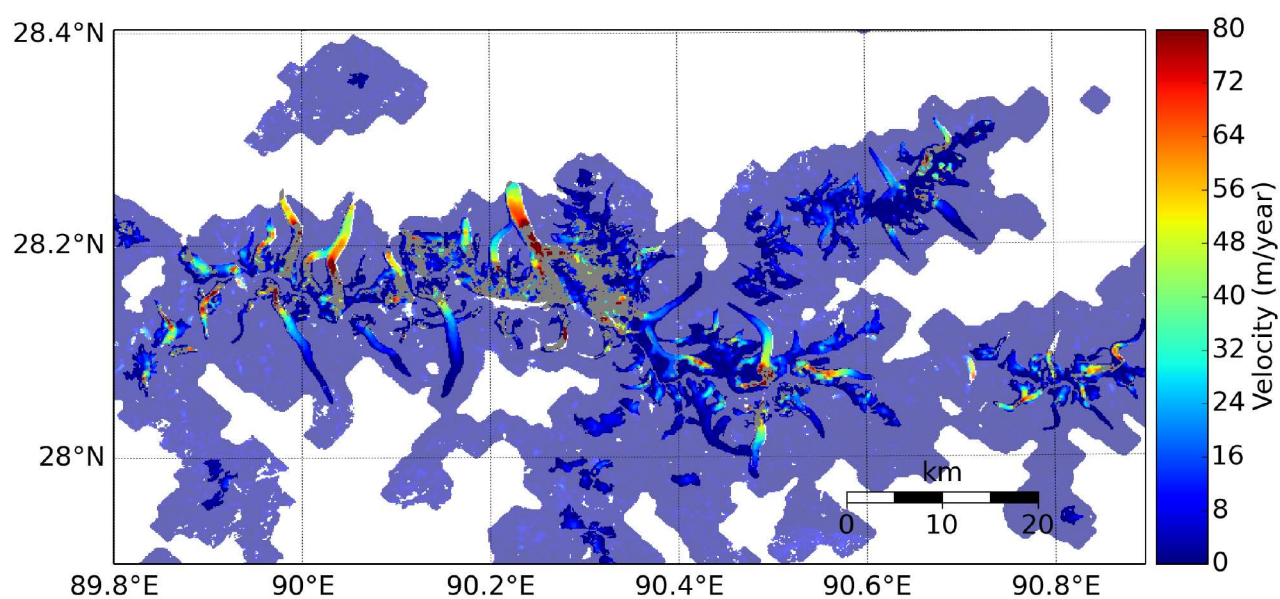


FIGURE A.69 – Vitesses obtenues sur la région du Bhoutan pour la période 2013-2015 à partir des images Landsat 8 (15 m)

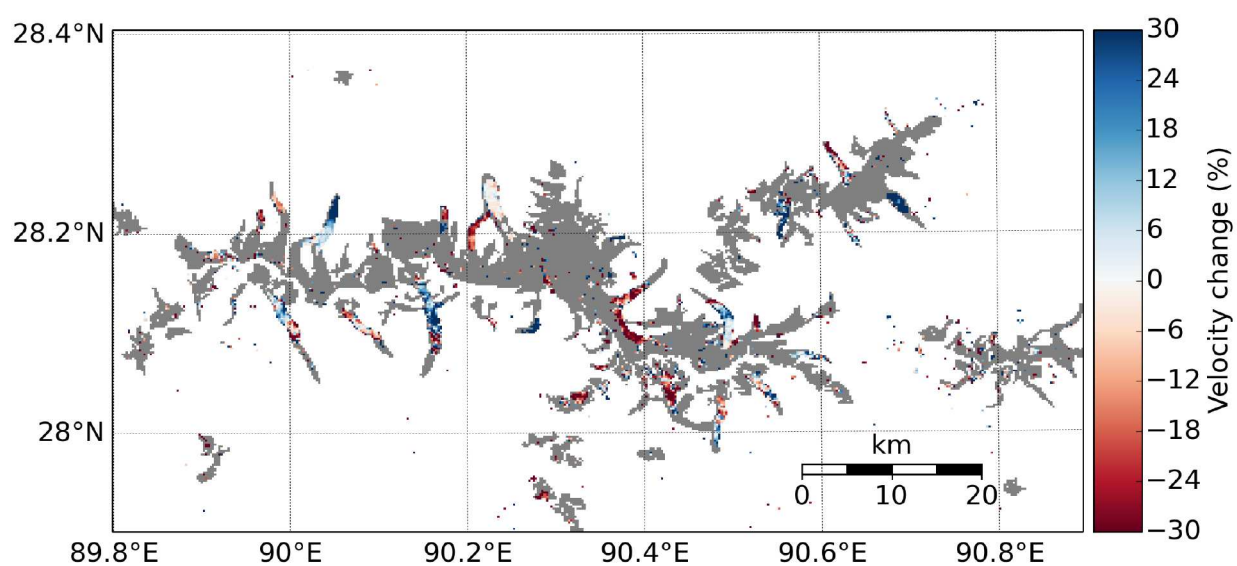


FIGURE A.70 – Variations relatives de vitesses sur la région du Bhoutan pour la période (2008-2011) - (1999-2003) (30 m)

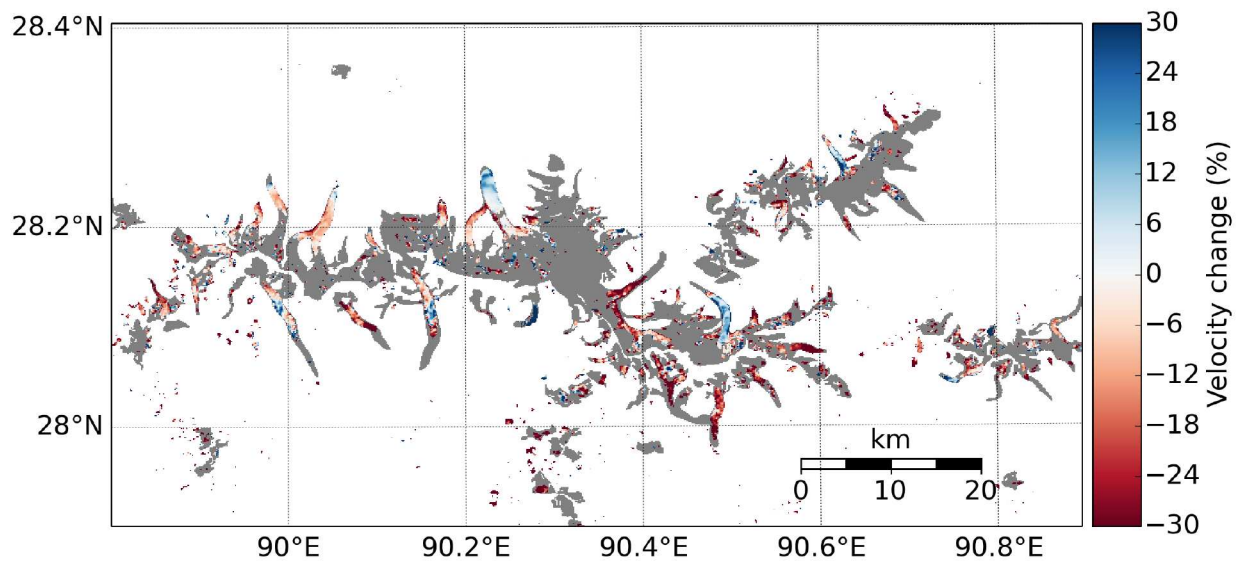


FIGURE A.71 – Variations relatives de vitesses sur la région du Bhoutan pour la période (2013-2015) - (1999-2003) (15 m)

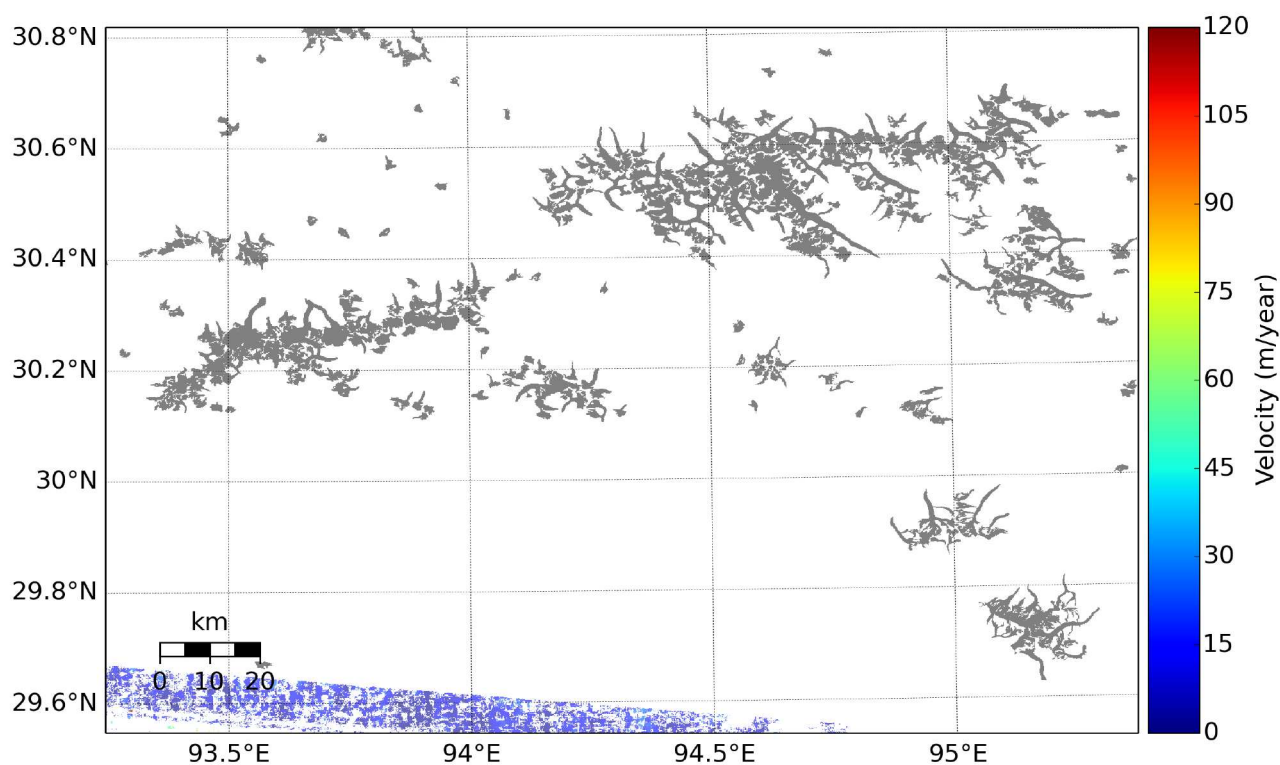


FIGURE A.72 – Vitesses obtenues sur la région du Nyenchen Tangla pour la période 1972-1981 à partir des images Landsat 1-3 (60 m)

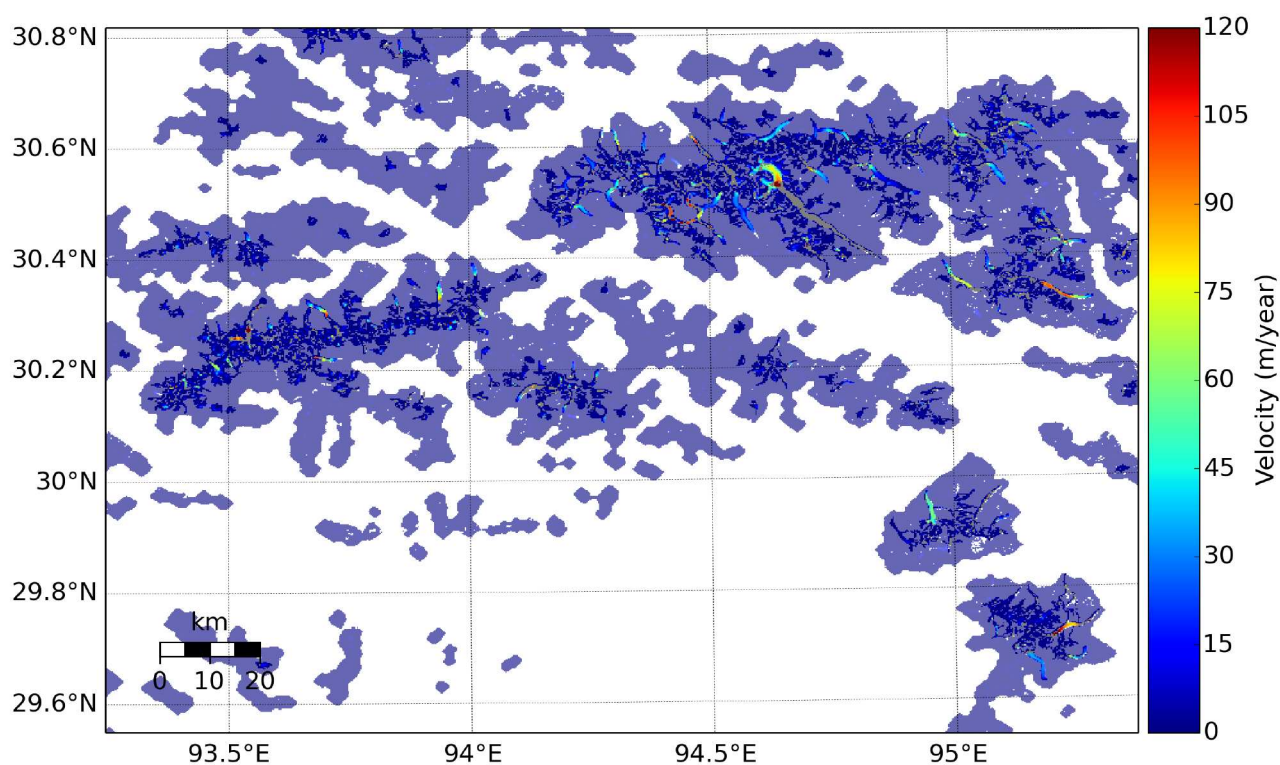


FIGURE A.73 – Vitesses obtenues sur la région du Nyenchen Tangla pour la période 1998-2003 à partir des images Landsat 5-7 (30 m)

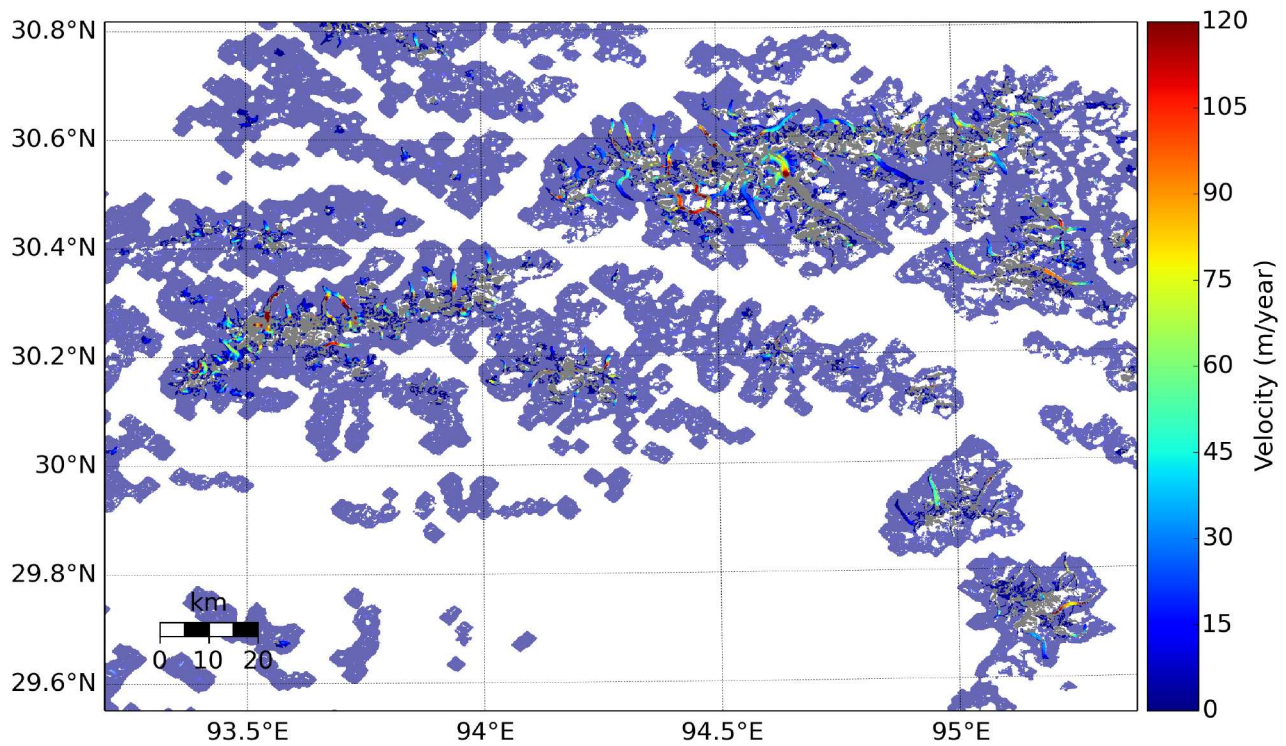


FIGURE A.74 – Vitesses obtenues sur la région du Nyenchen Tangla pour la période 1999-2003 à partir des images Landsat 7 (15 m)

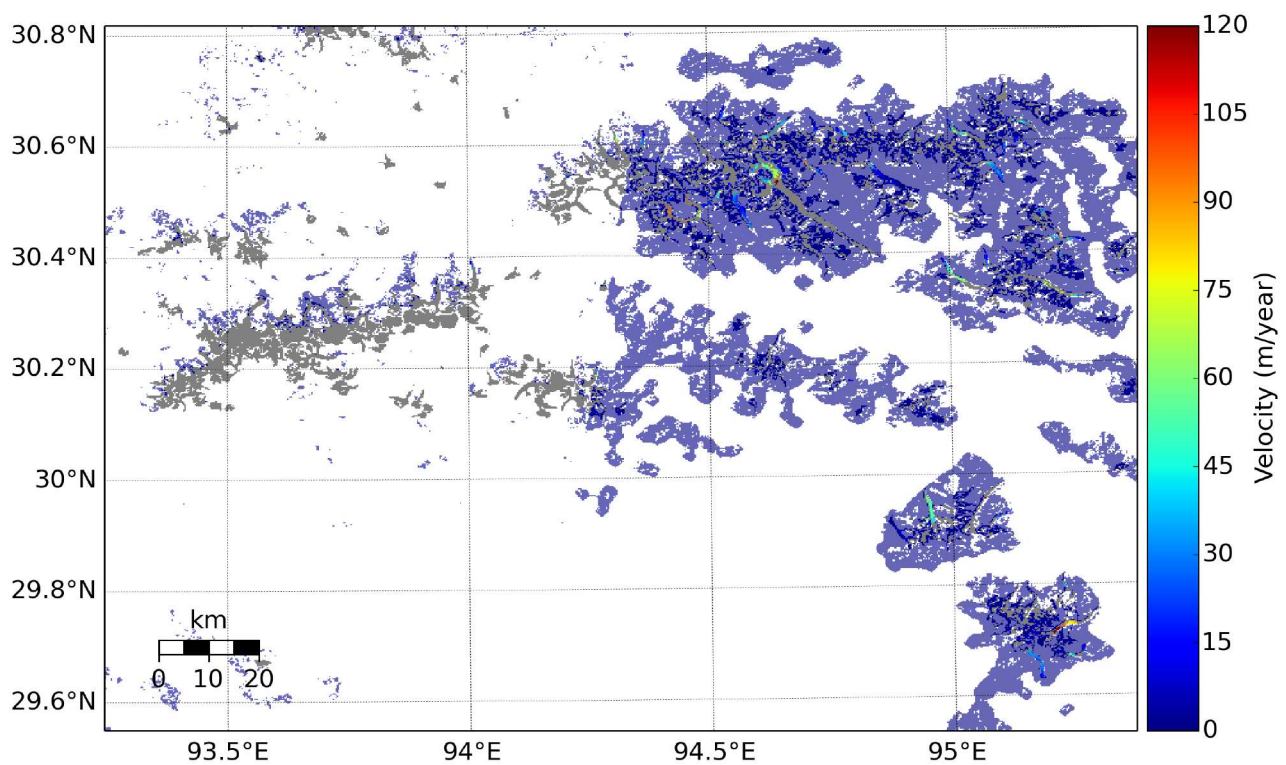


FIGURE A.75 – Vitesses obtenues sur la région du Nyenchen Tangla pour la période 2008-2011 à partir des images Landsat 5 (30 m)

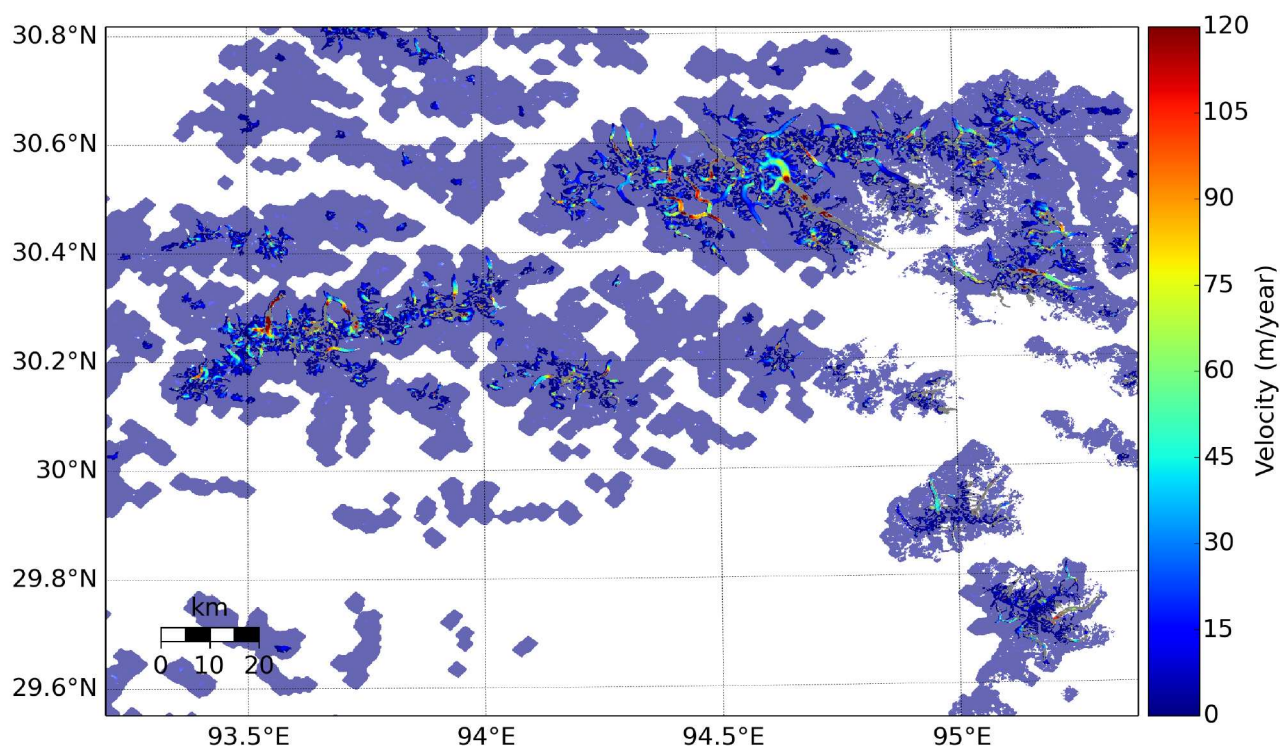


FIGURE A.76 – Vitesses obtenues sur la région du Nyenchen Tangla pour la période 2013-2015 à partir des images Landsat 8 (15 m)

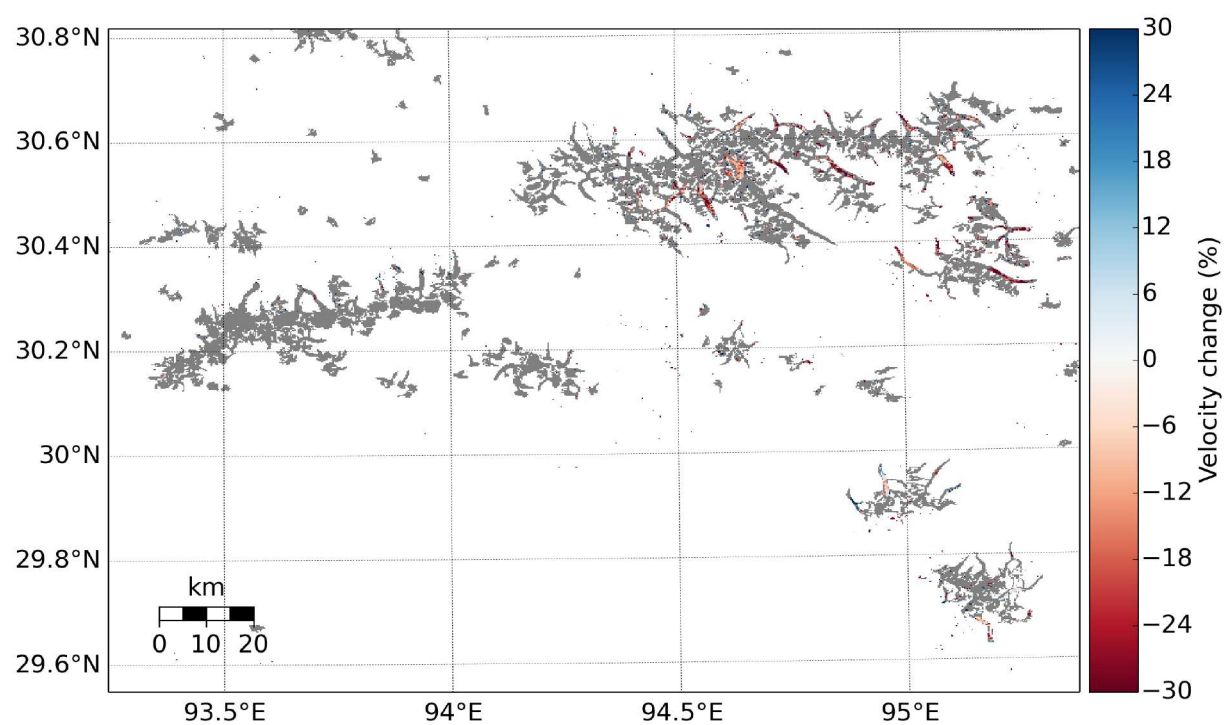


FIGURE A.77 – Variations relatives de vitesses sur la région du Nyenchen Tangla pour la période (2008-2011) - (1999-2003) (30 m)

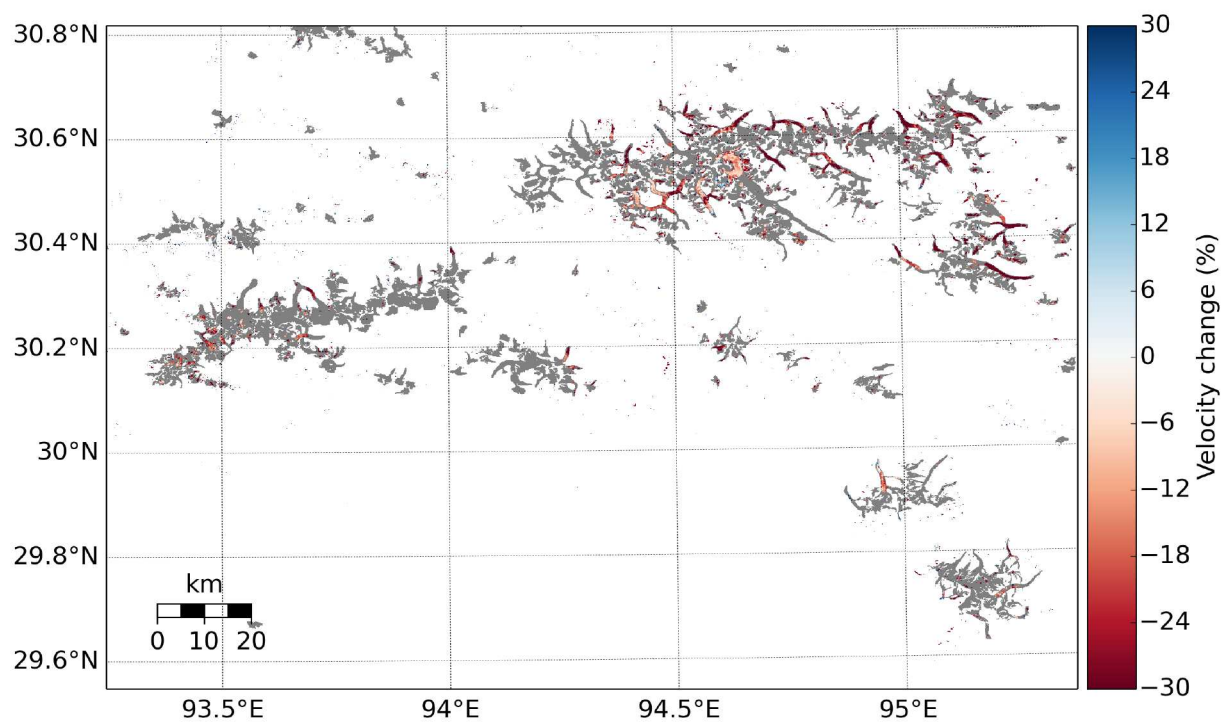


FIGURE A.78 – Variations relatives de vitesses sur la région du Nyenchen Tangla pour la période (2013-2015) - (1999-2003) (15 m)

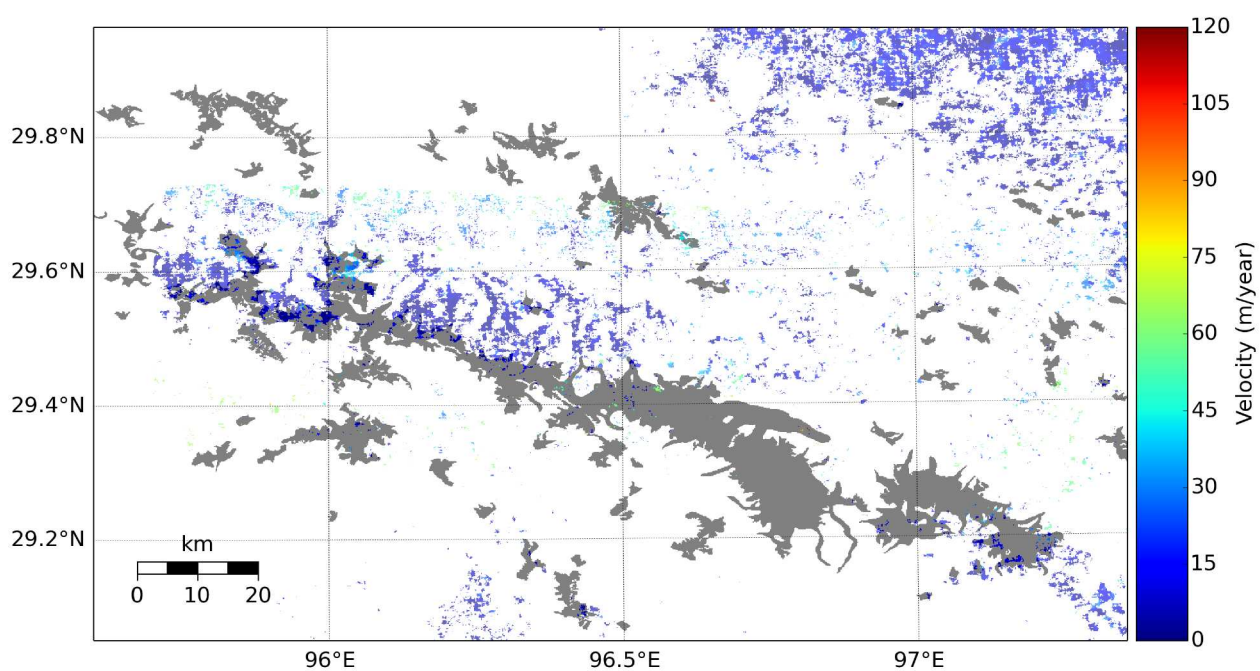


FIGURE A.79 – Vitesses obtenues sur la région de l'Hengduan Shan pour la période 1972-1981 à partir des images Landsat 1-3 (60 m)

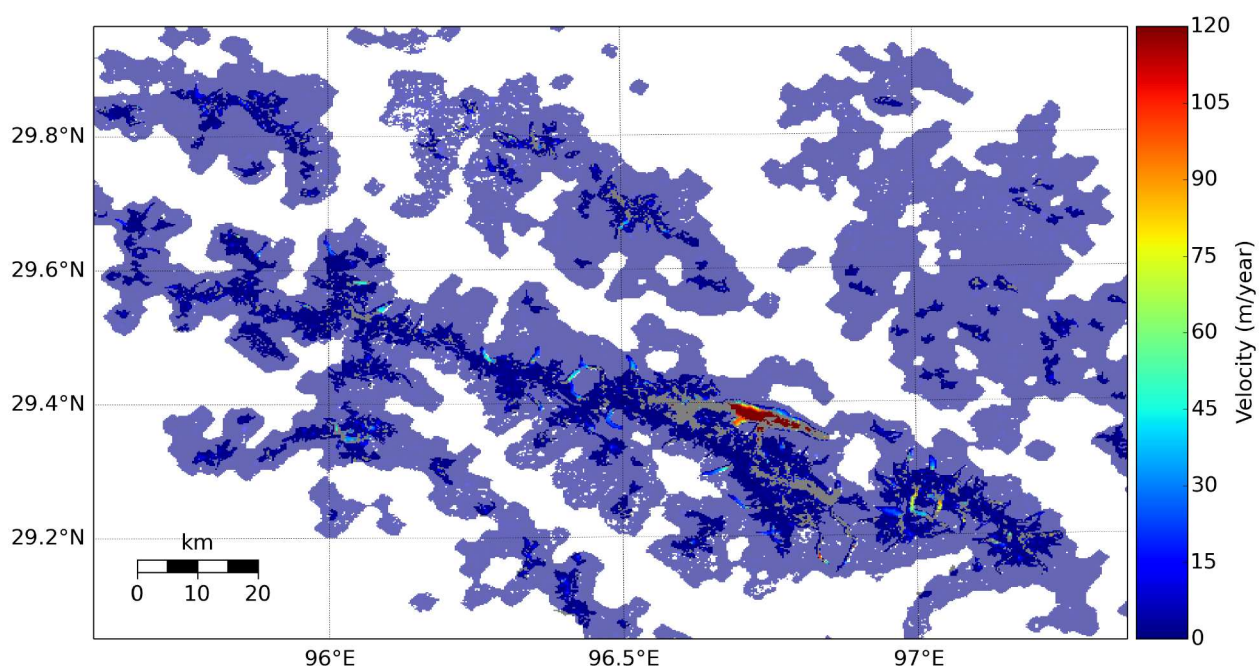


FIGURE A.80 – Vitesses obtenues sur la région de l'Hengduan Shan pour la période 1998-2003 à partir des images Landsat 5-7 (30 m)

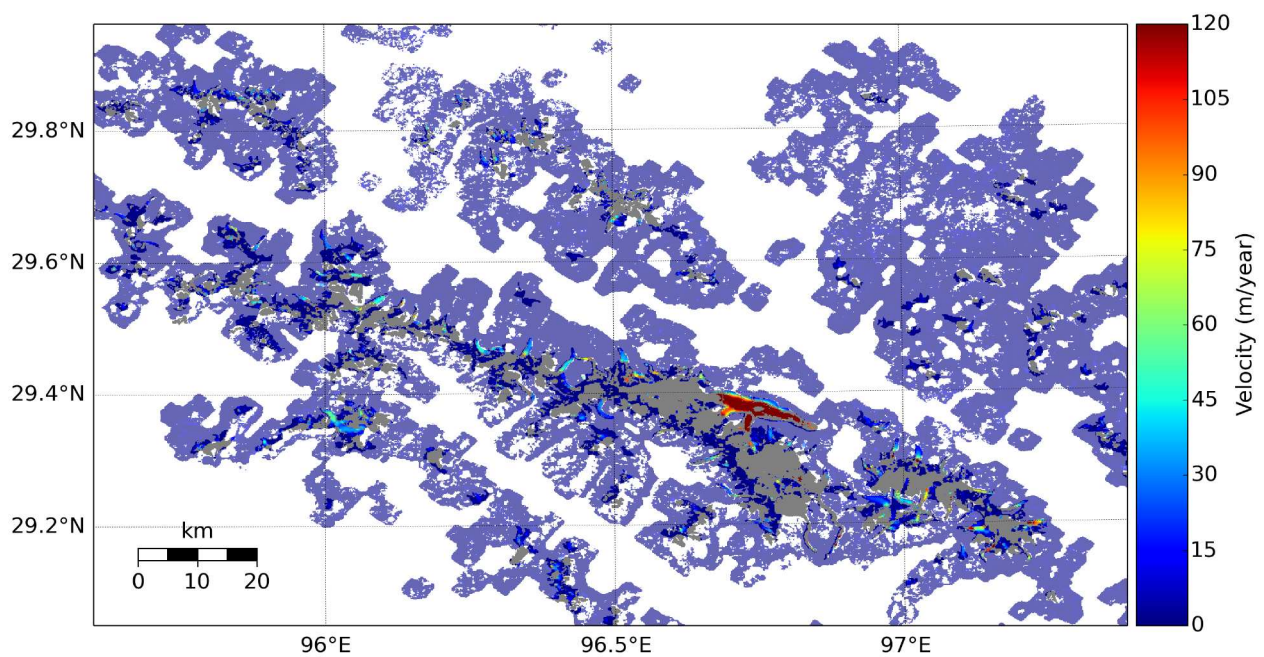


FIGURE A.81 – Vitesses obtenues sur la région de l'Hengduan Shan pour la période 1999-2003 à partir des images Landsat 7 (15 m)

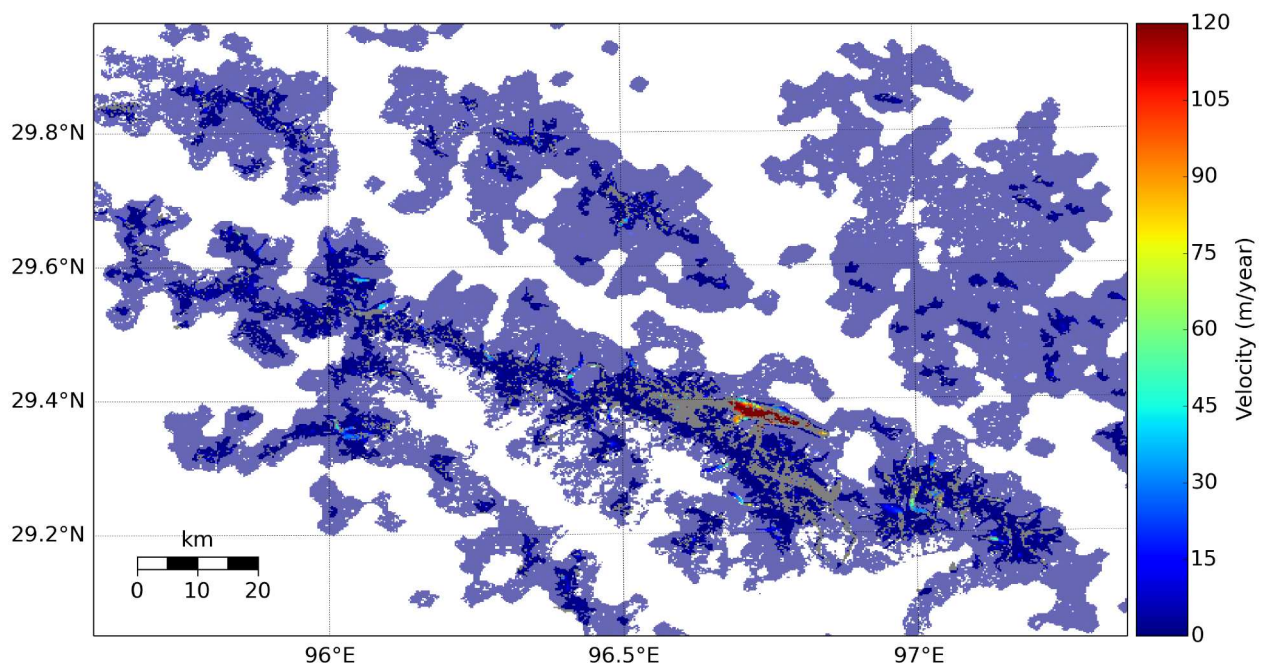


FIGURE A.82 – Vitesses obtenues sur la région de l'Hengduan Shan pour la période 2008-2011 à partir des images Landsat 5 (30 m)

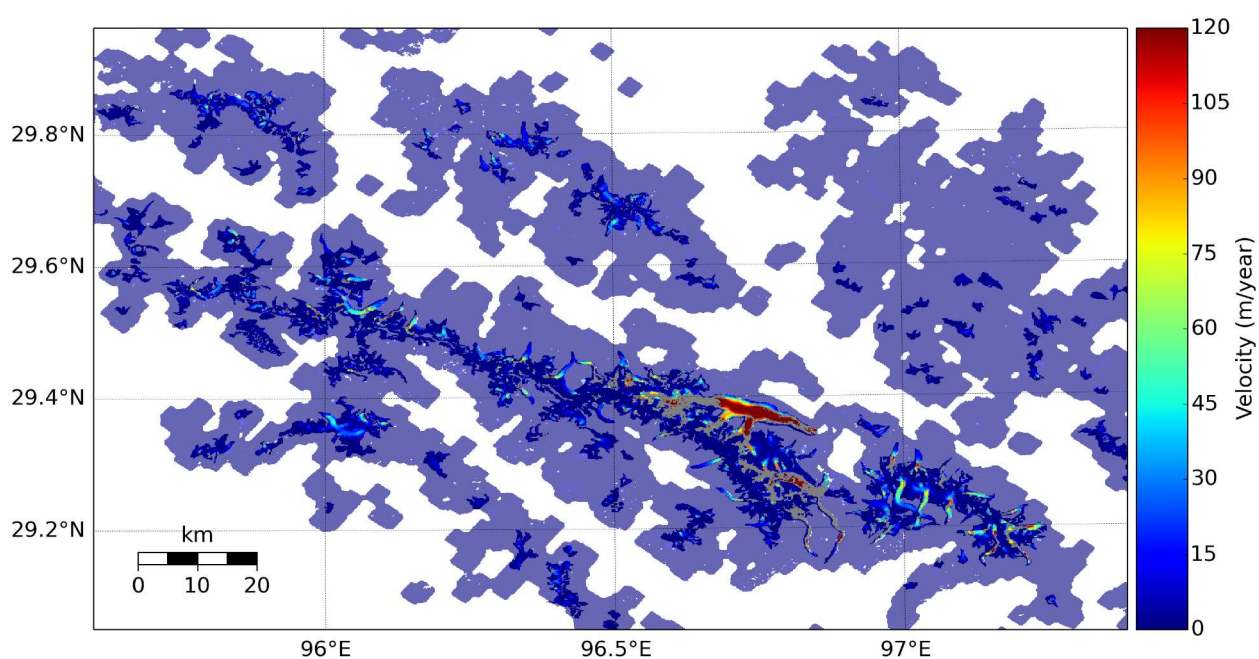


FIGURE A.83 – Vitesses obtenues sur la région de l'Hengduan Shan pour la période 2013-2015 à partir des images Landsat 8 (15 m)

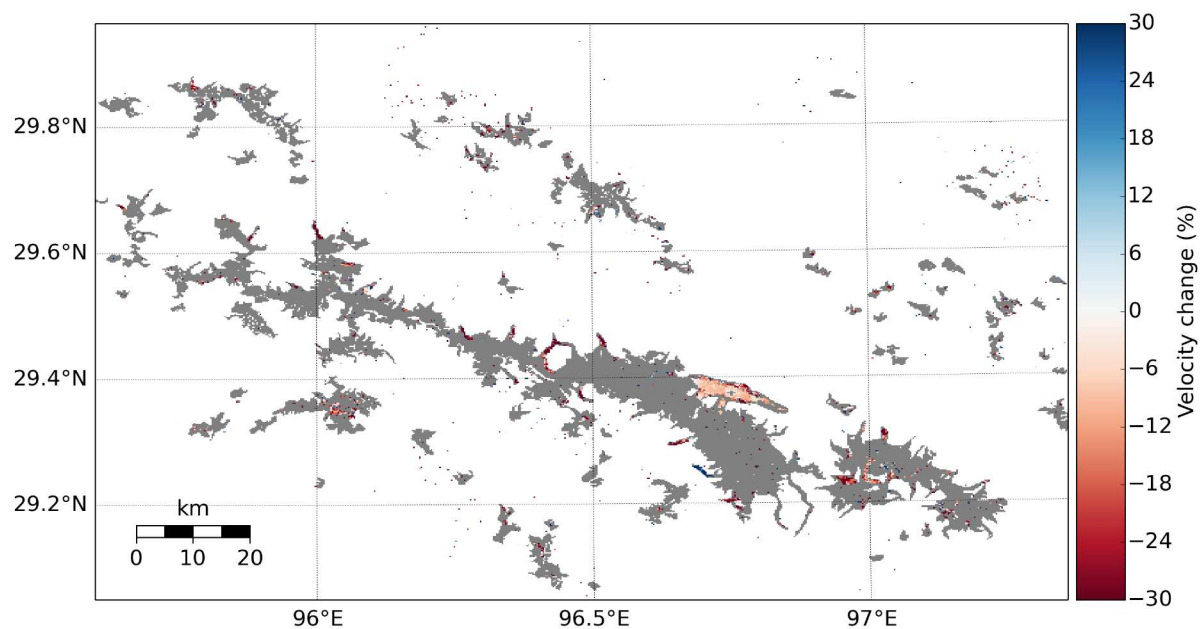


FIGURE A.84 – Variations relatives de vitesses sur la région de l'Hengduan Shan pour la période (2008-2011) - (1999-2003) (30 m)

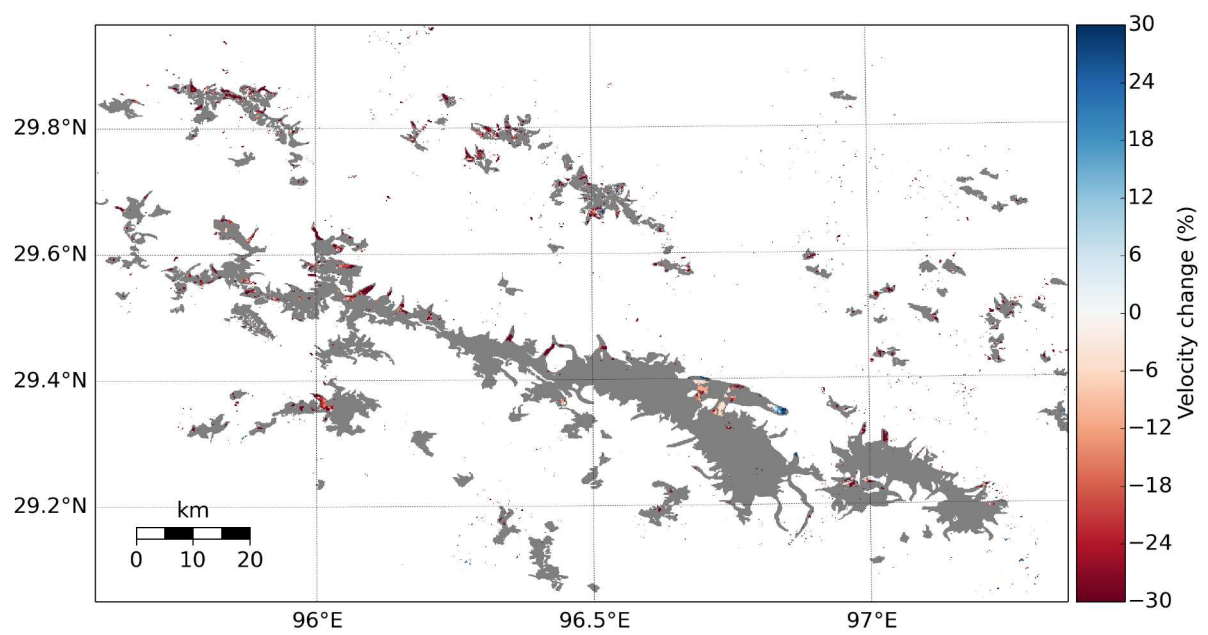


FIGURE A.85 – Variations relatives de vitesses sur la région de l'Hengduan Shan pour la période (2013-2015) - (1999-2003) (15 m)

Annexe B

Cette annexe présente la distribution des glaciers, des mesures de vitesse et des mesures de variations relatives de vitesse, par bandes d'altitude, pour chaque région du Pamir-Karakoram-Himalaya et la période 2000-2014.

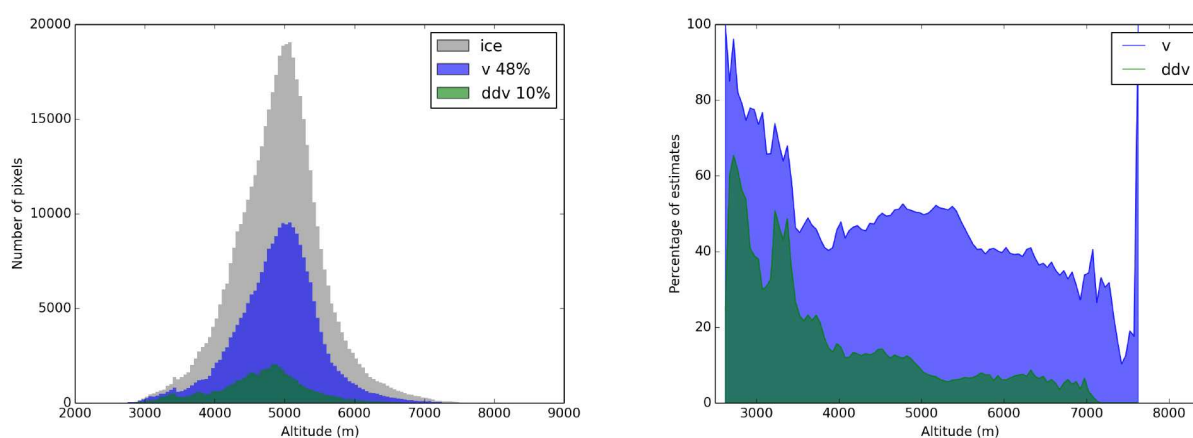


FIGURE B.1 – Gauche : Histogramme des distributions des glaciers (gris), des estimations de vitesse (bleu) et des variations relatives de vitesse (vert) par bandes d'altitude pour la région Pamir et la période 2000-2014. Droite : même chose mais exprimée en pourcentages.

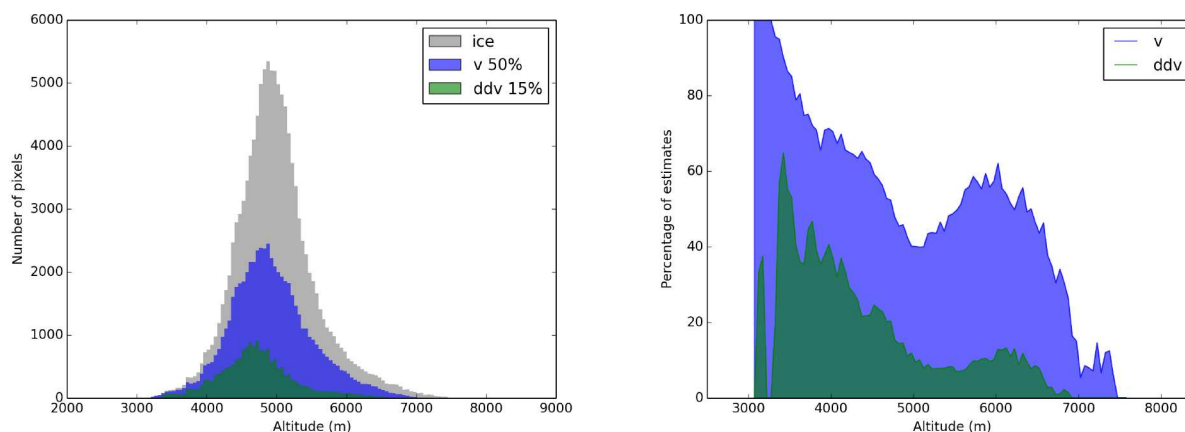


FIGURE B.2 – Gauche : Histogramme des distributions des glaciers (gris), des estimations de vitesse (bleu) et des variations relatives de vitesse (vert) par bandes d'altitude pour la région Hindu Kush et la période 2000-2014. Droite : même chose mais exprimée en pourcentages.

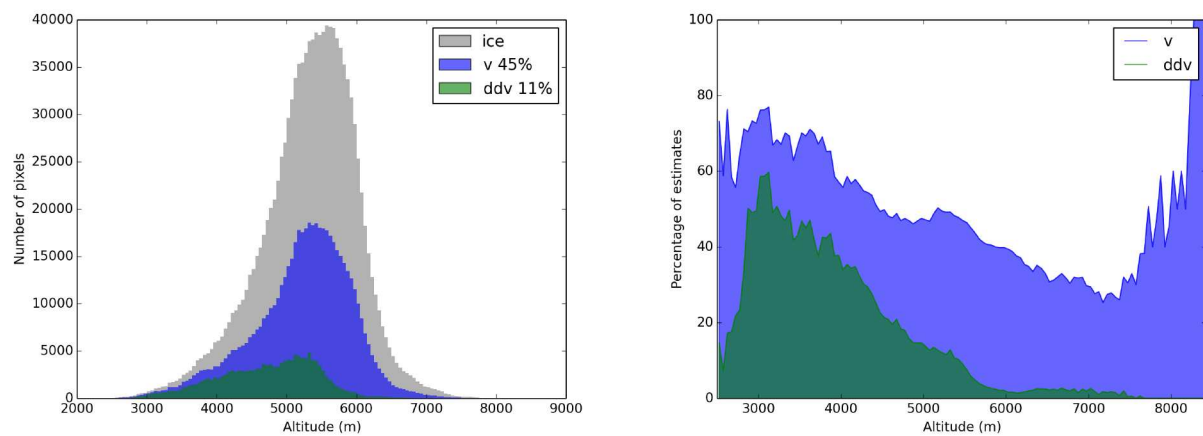


FIGURE B.3 – Gauche : Histogramme des distributions des glaciers (gris), des estimations de vitesse (bleu) et des variations relatives de vitesse (vert) par bandes d'altitude pour la région Karakoram et la période 2000-2014. Droite : même chose mais exprimée en pourcentages.

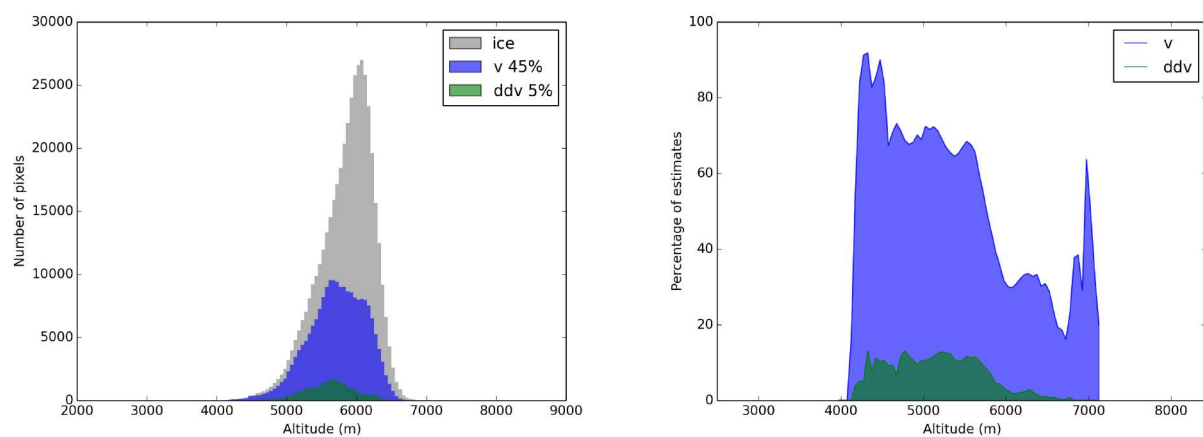


FIGURE B.4 – Gauche : Histogramme des distributions des glaciers (gris), des estimations de vitesse (bleu) et des variations relatives de vitesse (vert) par bandes d'altitude pour la région Kunlun et la période 2000-2014. Droite : même chose mais exprimée en pourcentages.

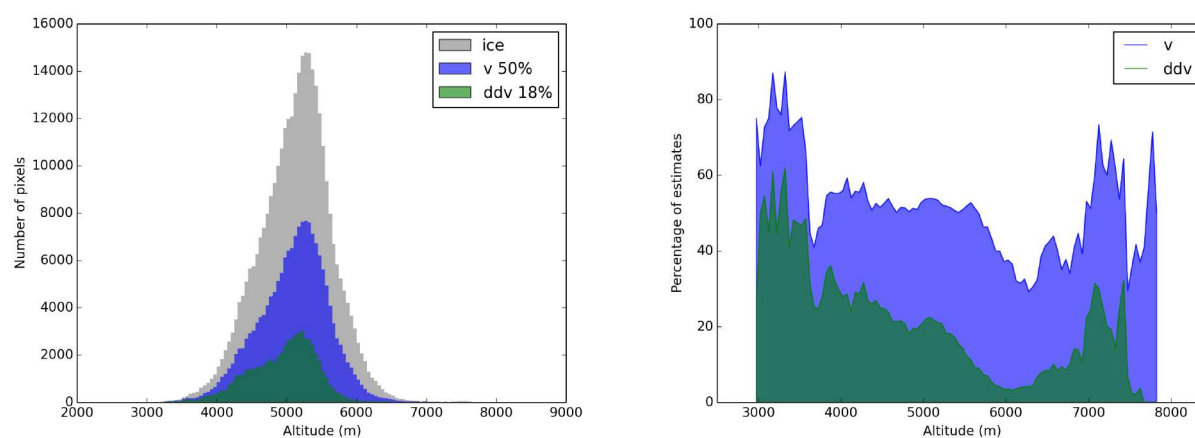


FIGURE B.5 – Gauche : Histogramme des distributions des glaciers (gris), des estimations de vitesse (bleu) et des variations relatives de vitesse (vert) par bandes d'altitude pour la région Himalaya occidentale et la période 2000-2014. Droite : même chose mais exprimée en pourcentages.

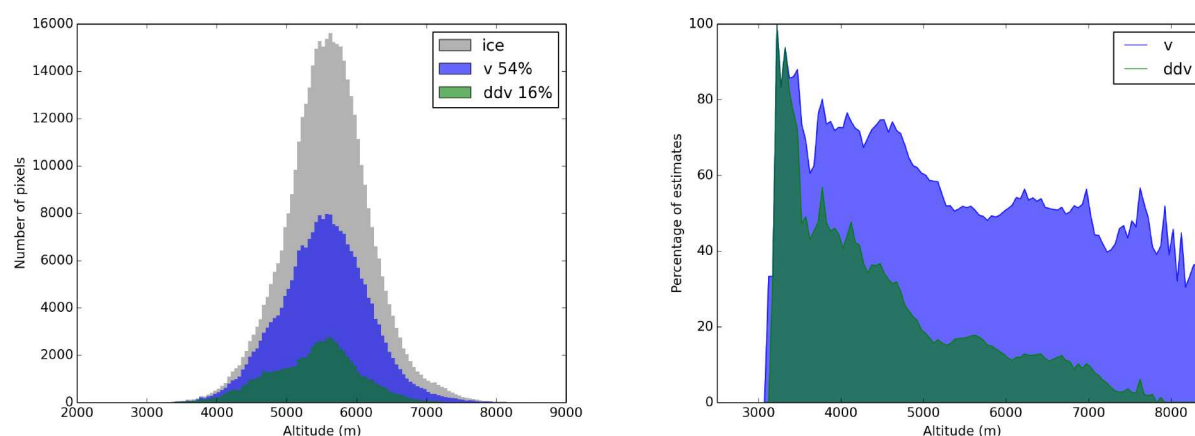


FIGURE B.6 – Gauche : Histogramme des distributions des glaciers (gris), des estimations de vitesse (bleu) et des variations relatives de vitesse (vert) par bandes d'altitude pour la région Himalaya central et la période 2000-2014. Droite : même chose mais exprimée en pourcentages.

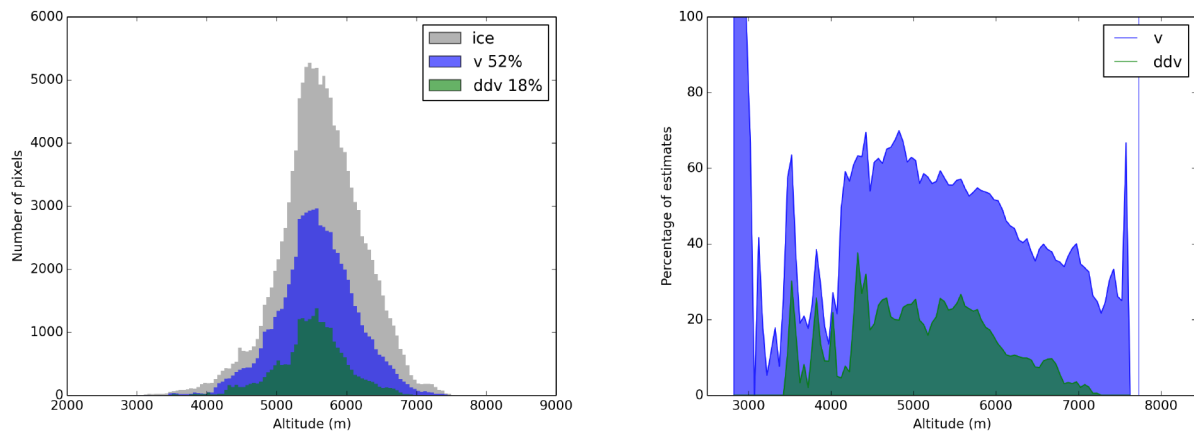


FIGURE B.7 – Gauche : Histogramme des distributions des glaciers (gris), des estimations de vitesse (bleu) et des variations relatives de vitesse (vert) par bandes d'altitude pour la région Himalaya oriental et la période 2000-2014. Droite : même chose mais exprimée en pourcentages.

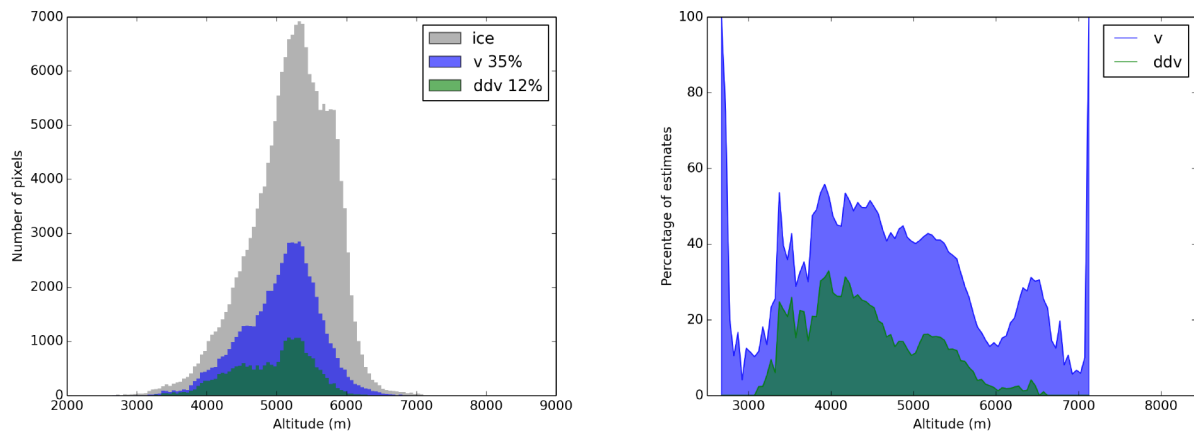


FIGURE B.8 – Gauche : Histogramme des distributions des glaciers (gris), des estimations de vitesse (bleu) et des variations relatives de vitesse (vert) par bandes d'altitude pour la région Nyenchen Tangla et la période 2000-2014. Droite : même chose mais exprimée en pourcentages.

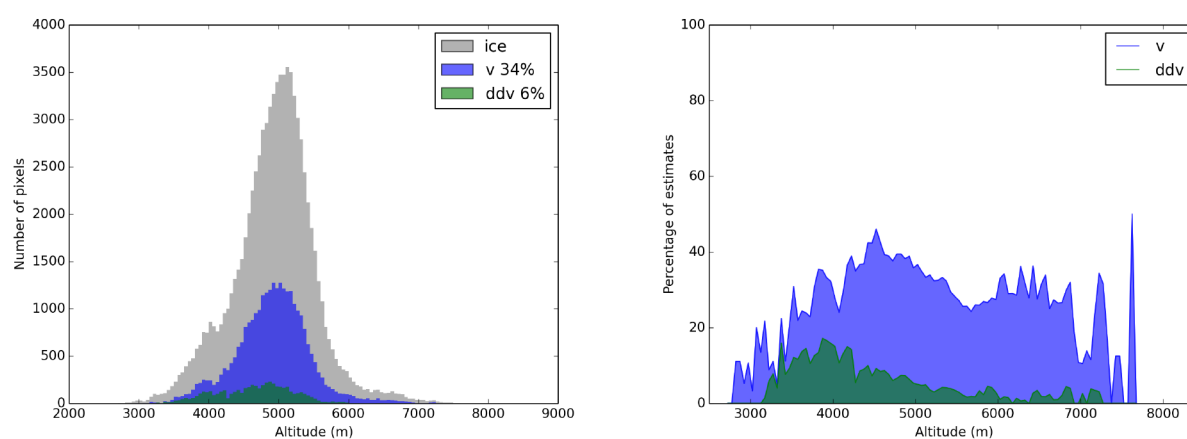


FIGURE B.9 – Gauche : Histogramme des distributions des glaciers (gris), des estimations de vitesse (bleu) et des variations relatives de vitesse (vert) par bandes d'altitude pour la région Hengduan Shan et la période 2000-2014. Droite : même chose mais exprimée en pourcentages.

Annexe C

Cette annexe présente les cartes de champs de vitesse et les variations de vitesse pour 10 régions des Alpes, représentées sur la figure C.1, d'ouest en est, et les périodes indiquées dans le tableau C.1.

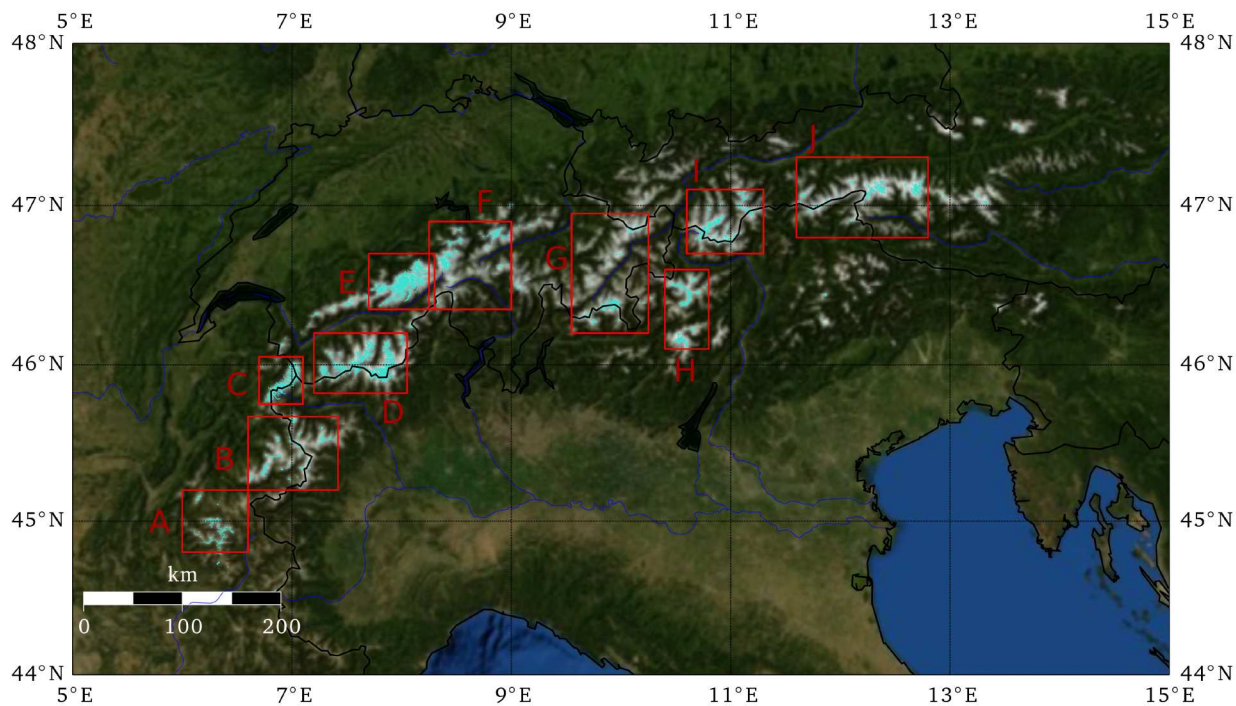


FIGURE C.1 – Régions des Alpes pour lesquelles les vitesses sont présentées dans cette annexe.

TABLE C.1 – Numéro de pages pour les figures par région et par période

Région	1999-2003 15 m	2013-2015 15 m	ddv 15 m
A- Grandes Rousses	252	253	254
B - Vanoise	255	256	257
C - Mont-Blanc	258	259	260
D - Valais	261	261	262
E - Bern	263	264	265
F - Suisse Centre	266	267	268
G - Suisse Est	269	270	271
H - Italie	272	273	274
I - Autriche Ouest	275	276	277
J - Autriche Est	278	278	279

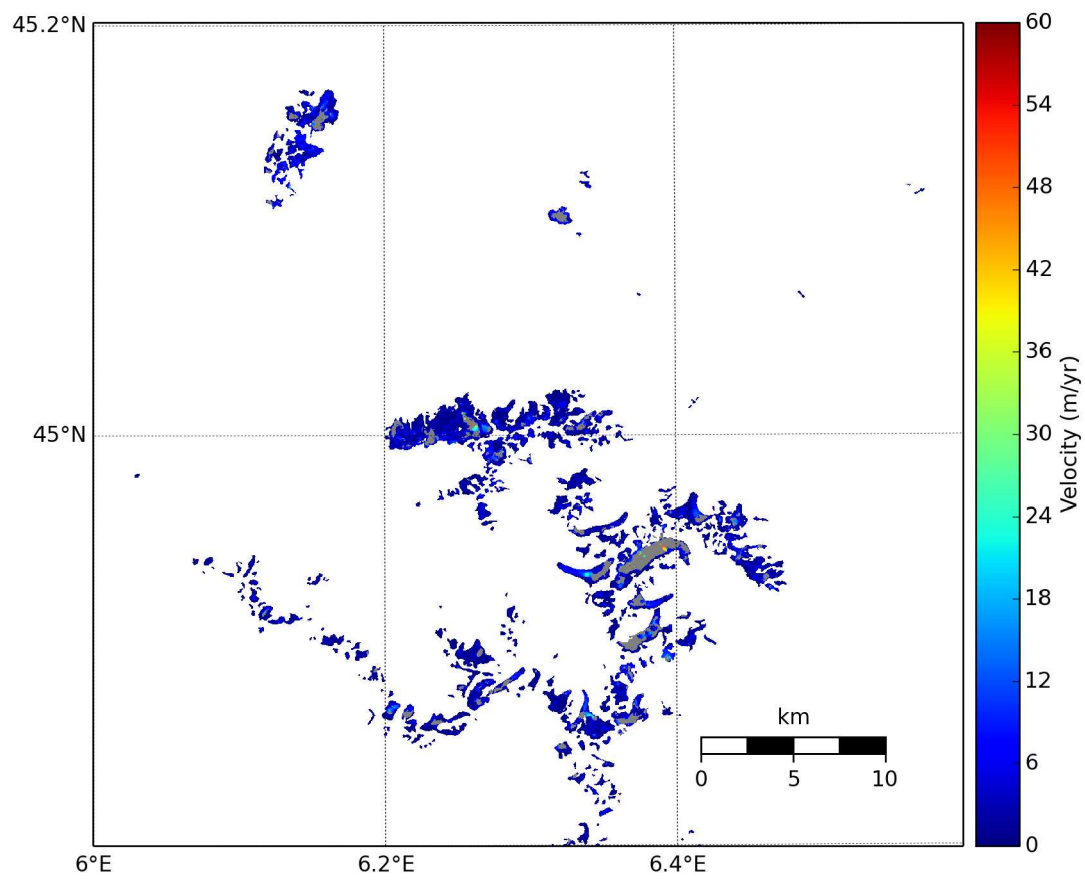


FIGURE C.2 – Vitesses obtenues sur la région des Grandes Rousses pour la période 1999-2003 à partir des images Landsat 7 (15 m)

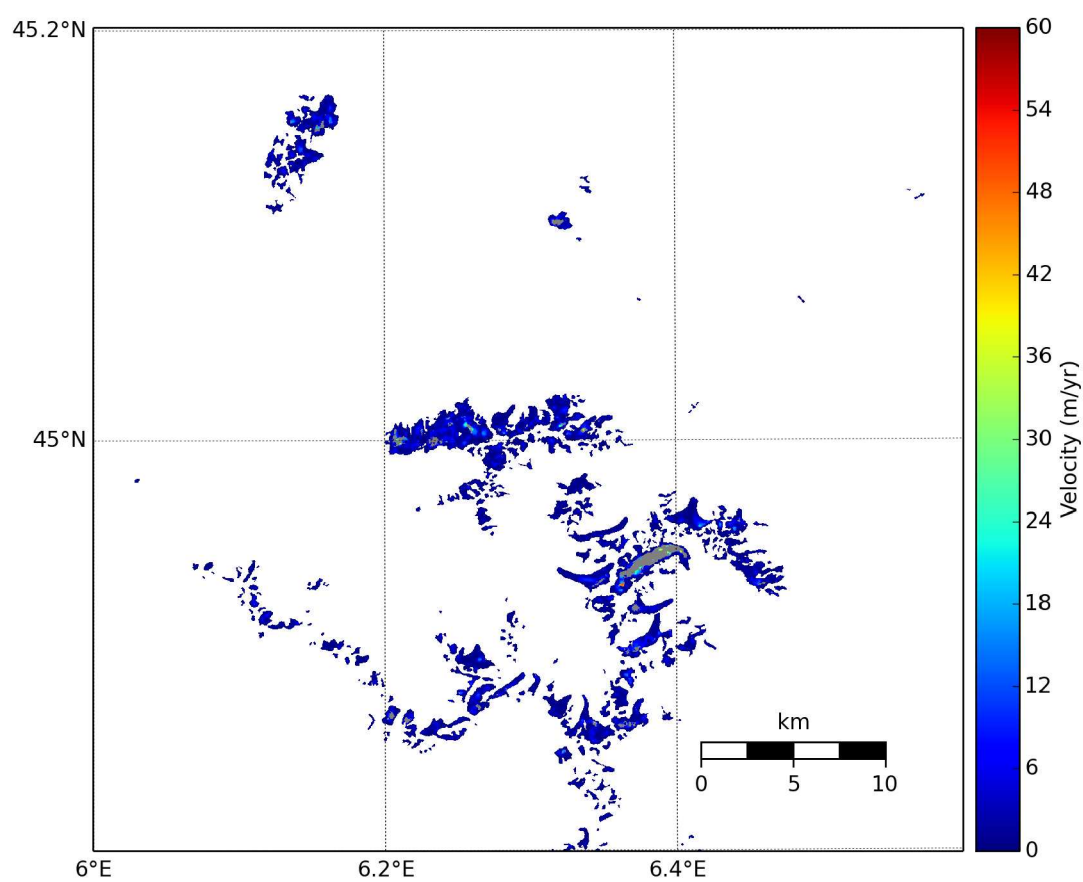


FIGURE C.3 – Vitesses obtenues sur la région des Grandes Rousses pour la période 2013-2015 à partir des images Landsat 8 (15 m)

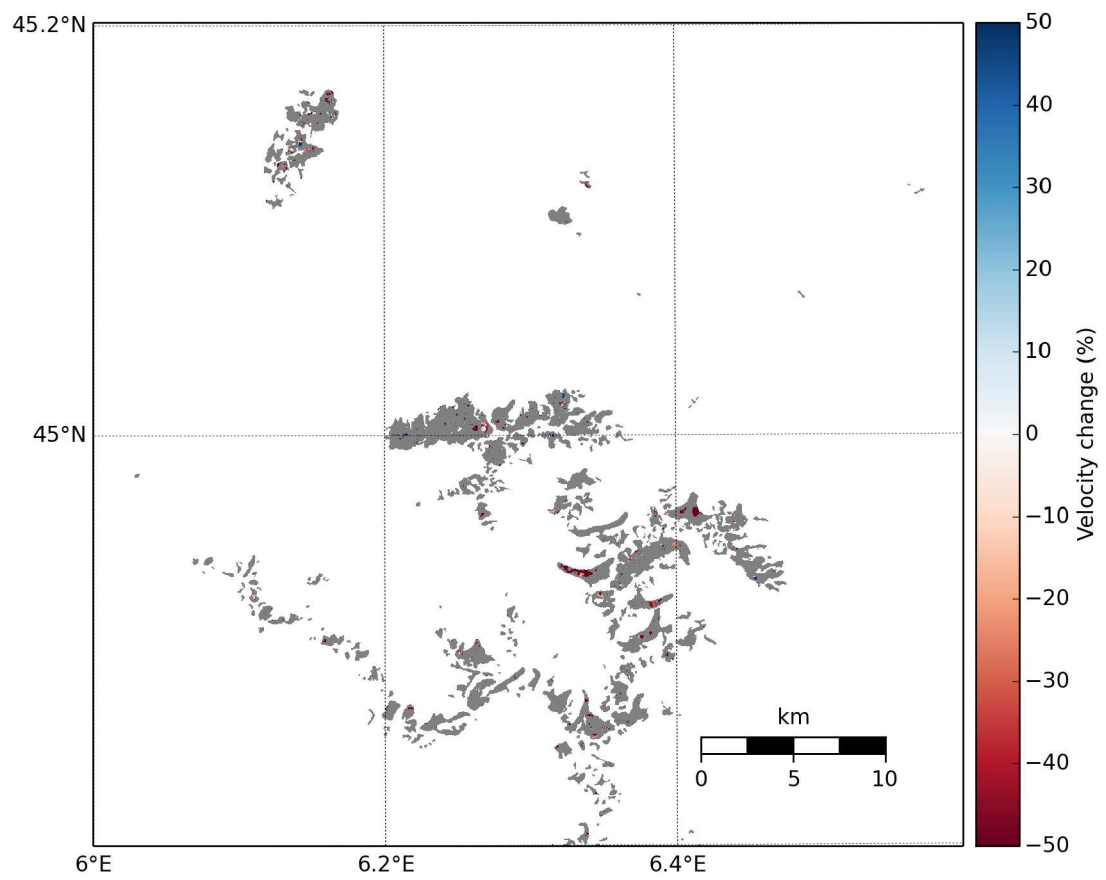


FIGURE C.4 – Variations relatives de vitesses sur la région des Grandes Rousses pour la période (2013-2015) - (1999-2003) (15 m)

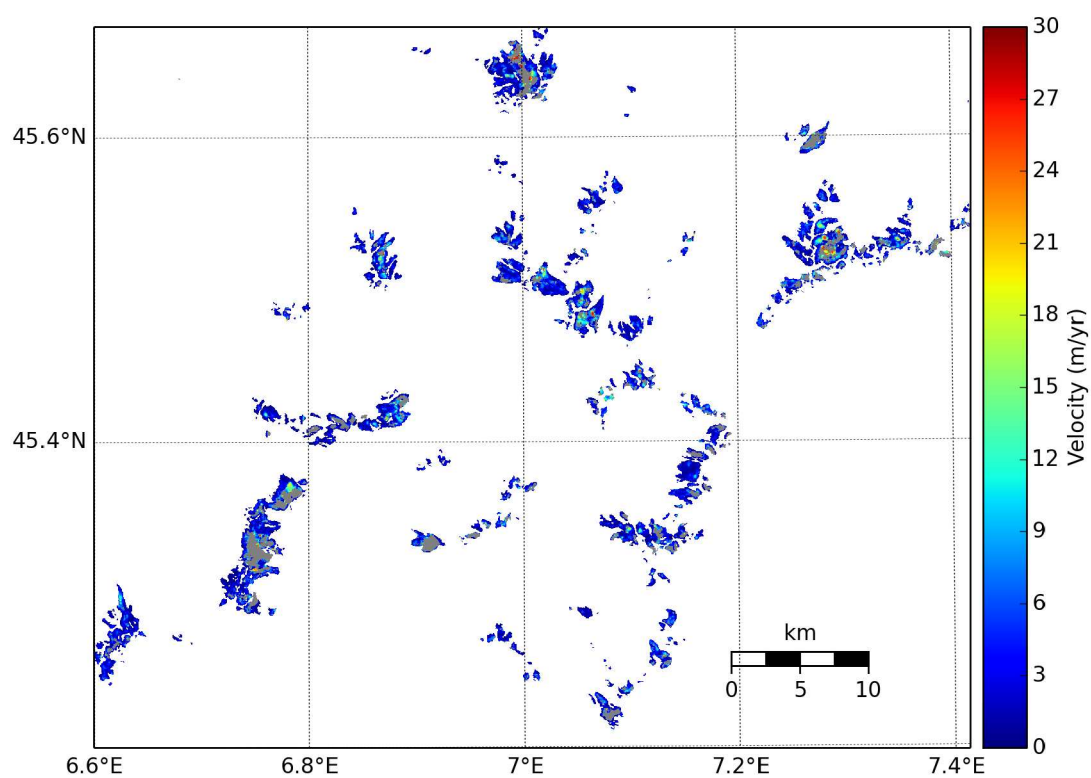


FIGURE C.5 – Vitesses obtenues sur la région de la Vanoise pour la période 1999-2003 à partir des images Landsat 7 (15 m)

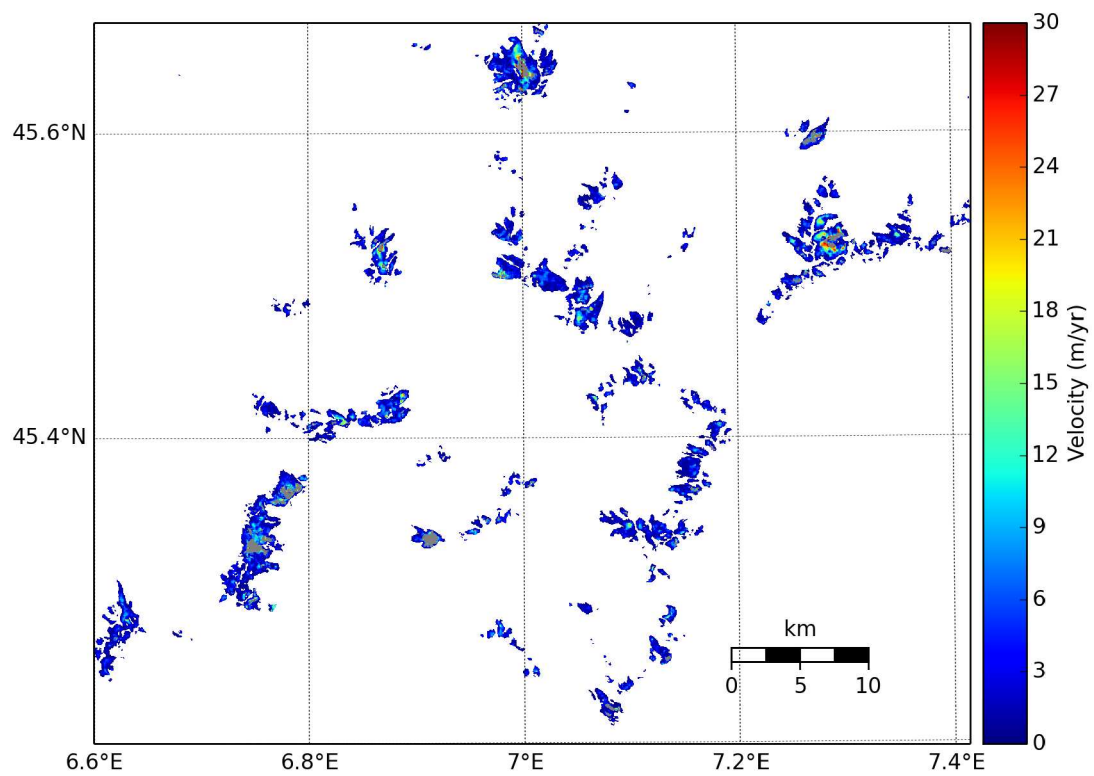


FIGURE C.6 – Vitesses obtenues sur la région de la Vanoise pour la période 2013-2015 à partir des images Landsat 8 (15 m)

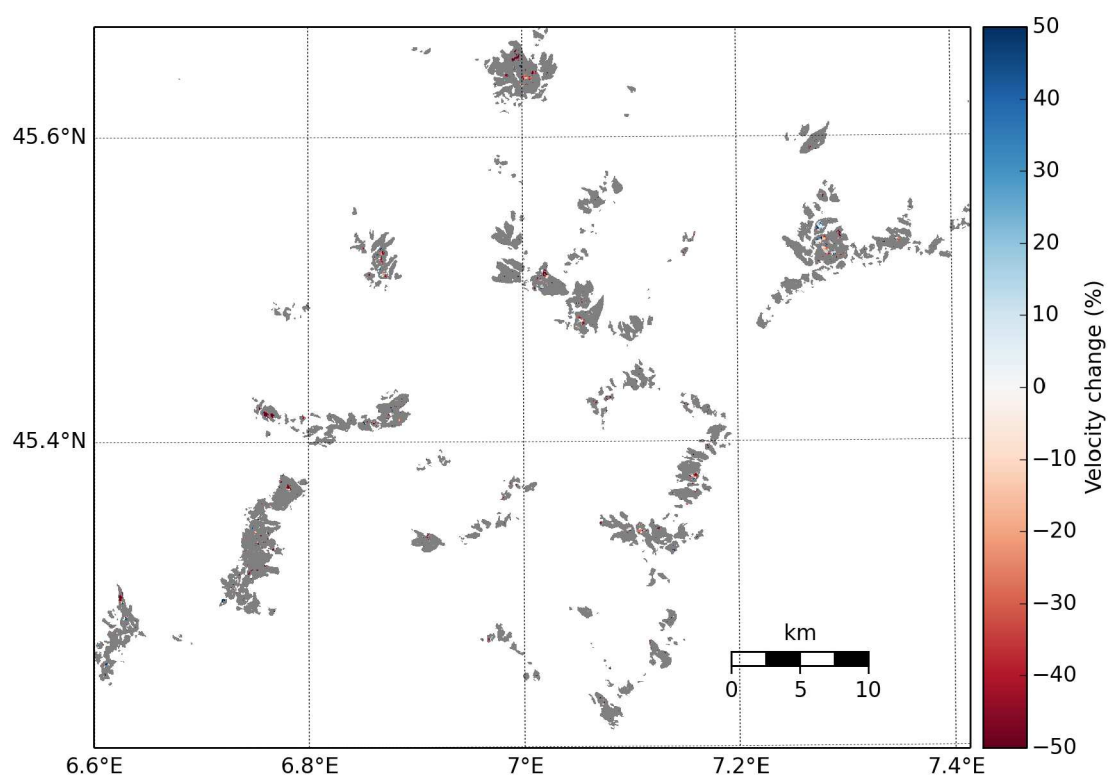


FIGURE C.7 – Variations relatives de vitesses sur la région de la Vanoise pour la période (2013-2015) - (1999-2003) (15 m)

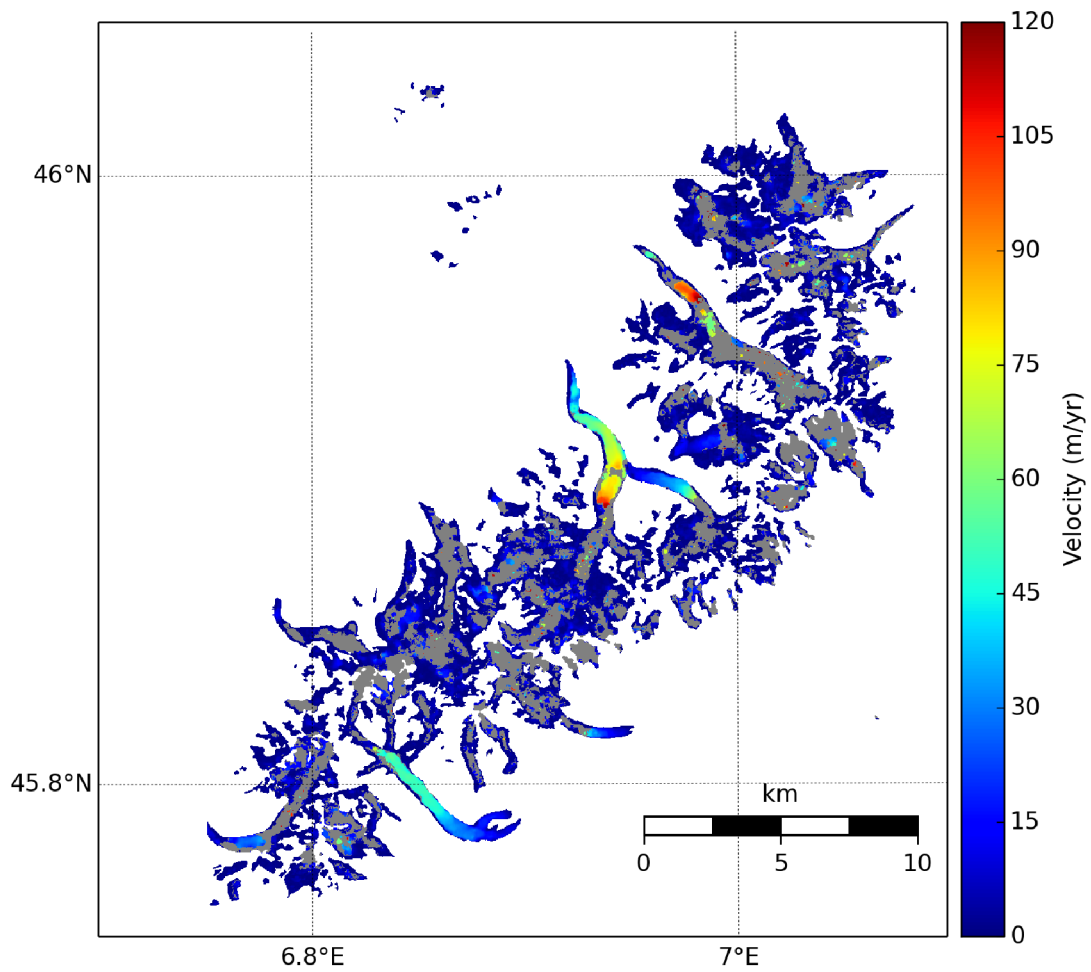


FIGURE C.8 – Vitesses obtenues sur la région du Mont-Blanc pour la période 1999-2003 à partir des images Landsat 7 (15 m)

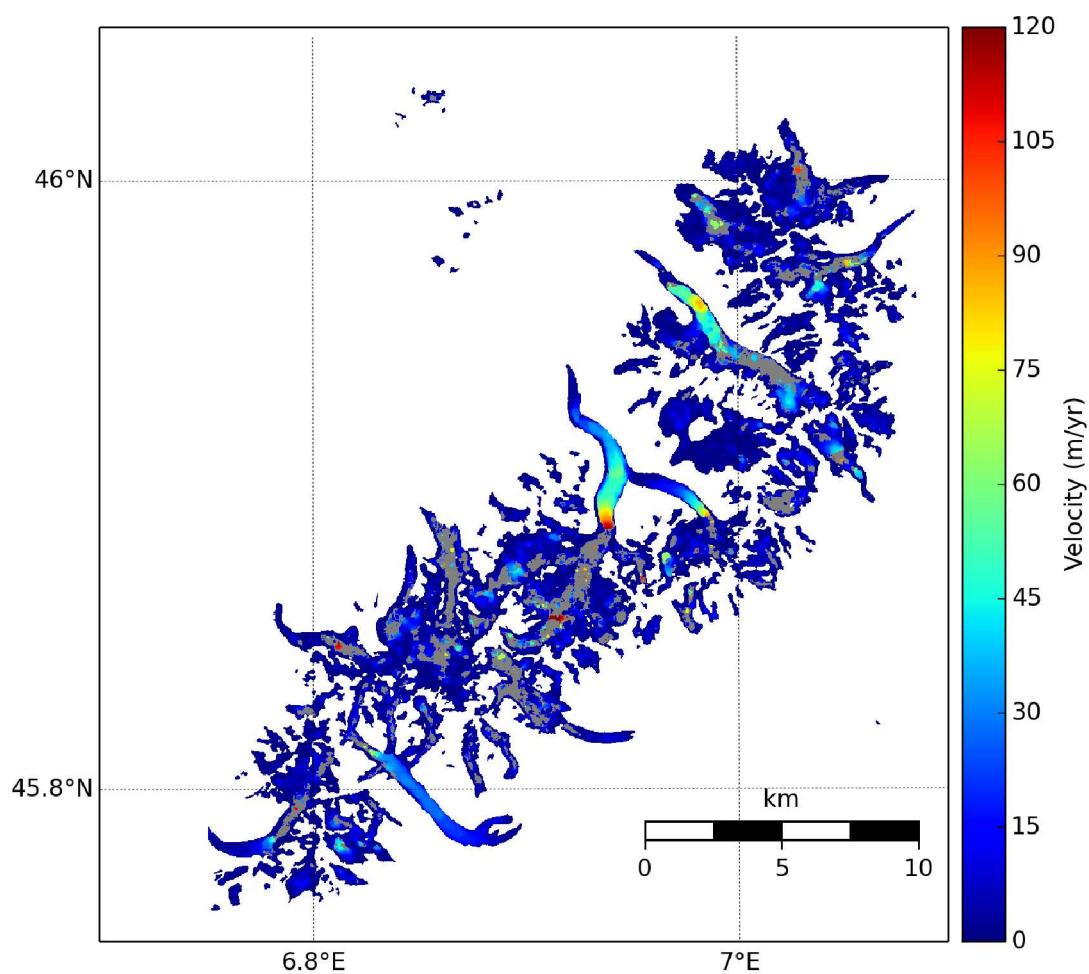


FIGURE C.9 – Vitesses obtenues sur la région du Mont-Blanc pour la période 2013-2015 à partir des images Landsat 8 (15 m)

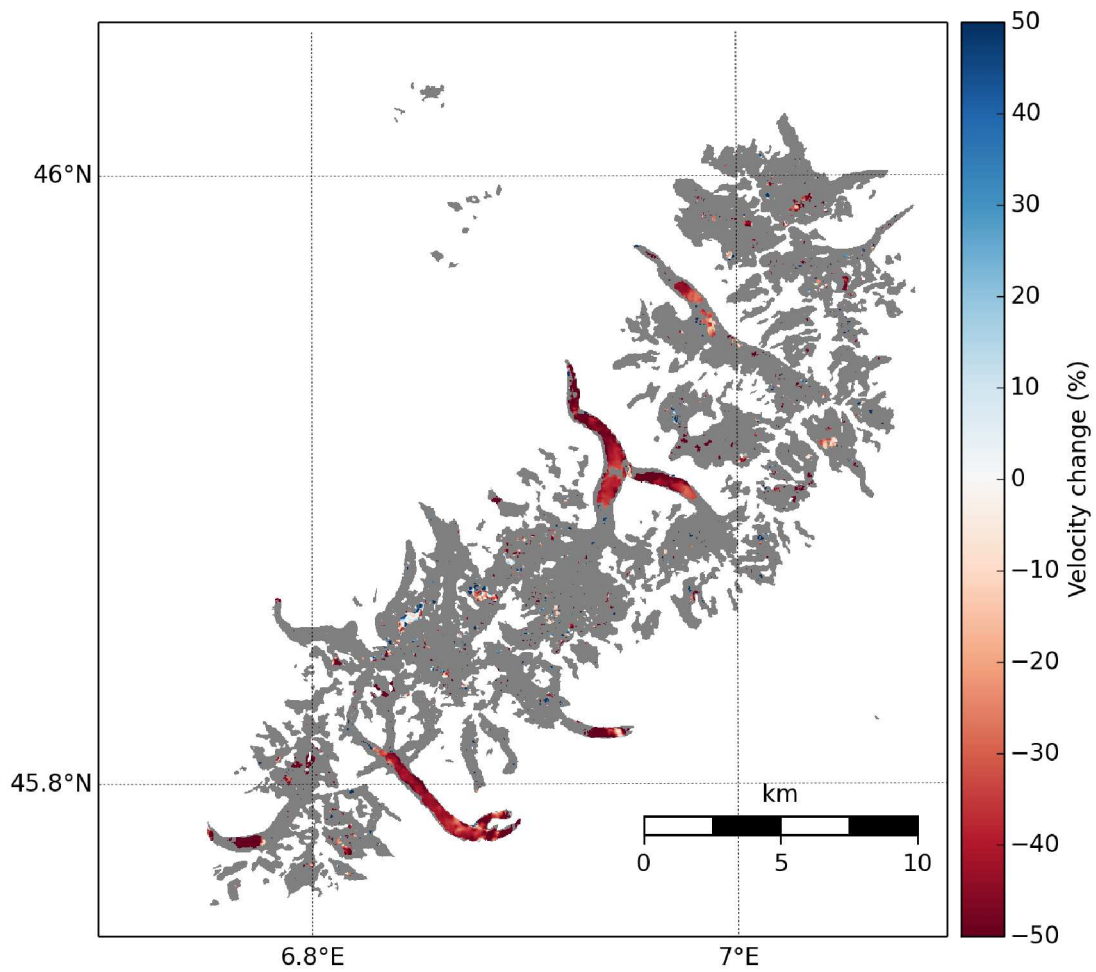


FIGURE C.10 – Variations relatives de vitesses sur la région du Mont-Blanc pour la période (2013-2015) - (1999-2003) (15 m)

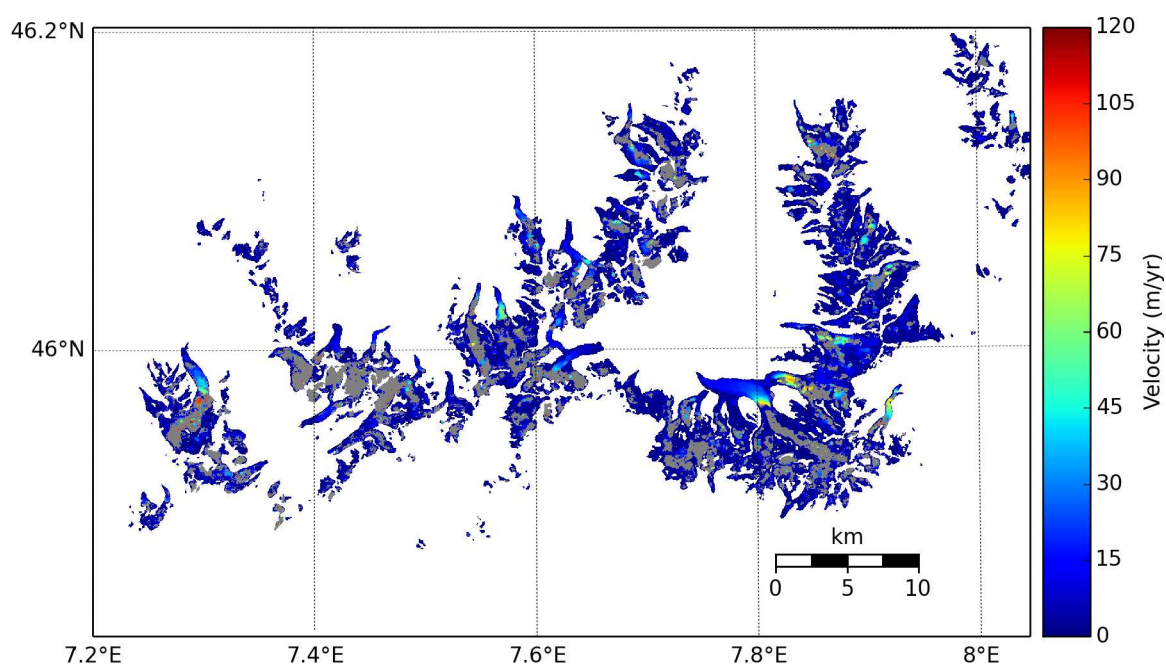


FIGURE C.11 – Vitesses obtenues sur la région du Valais pour la période 1999-2003 à partir des images Landsat 7 (15 m)

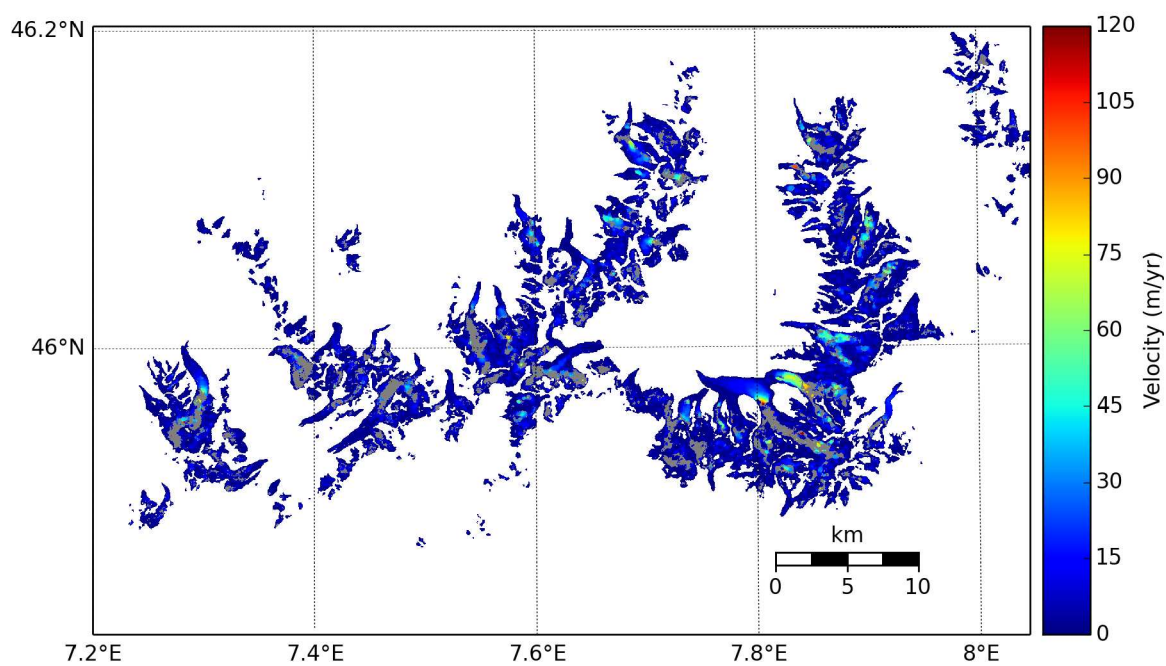


FIGURE C.12 – Vitesses obtenues sur la région du Valais pour la période 2013-2015 à partir des images Landsat 8 (15 m)

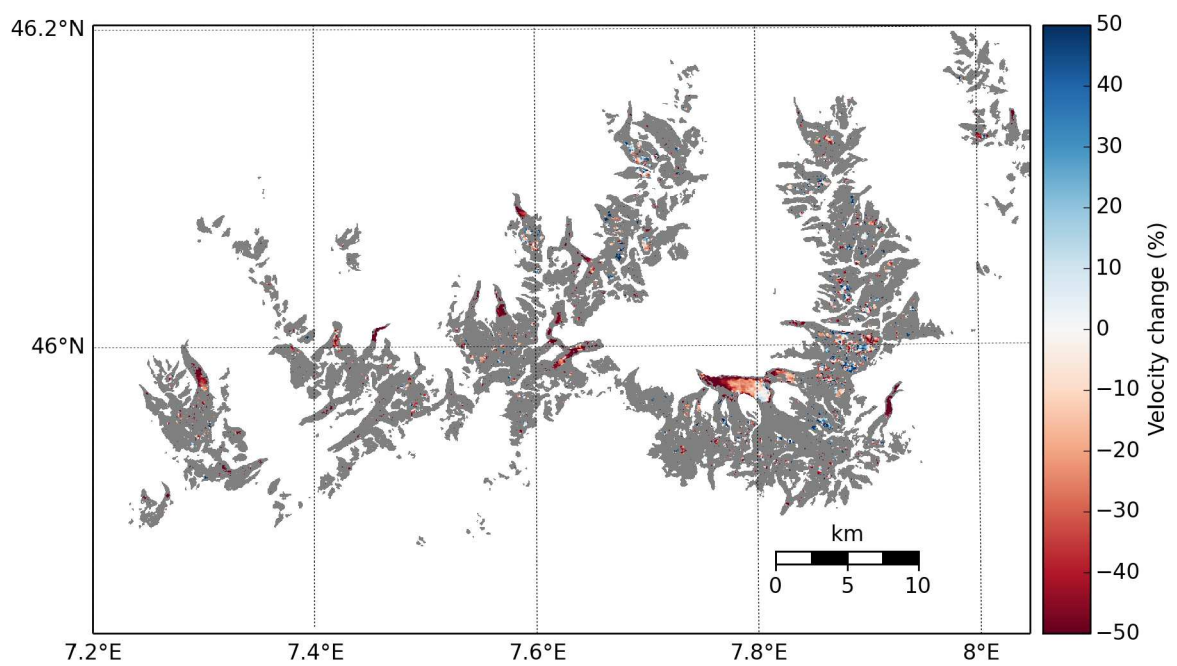


FIGURE C.13 – Variations relatives de vitesses sur la région du Valais pour la période (2013-2015) - (1999-2003) (15 m)

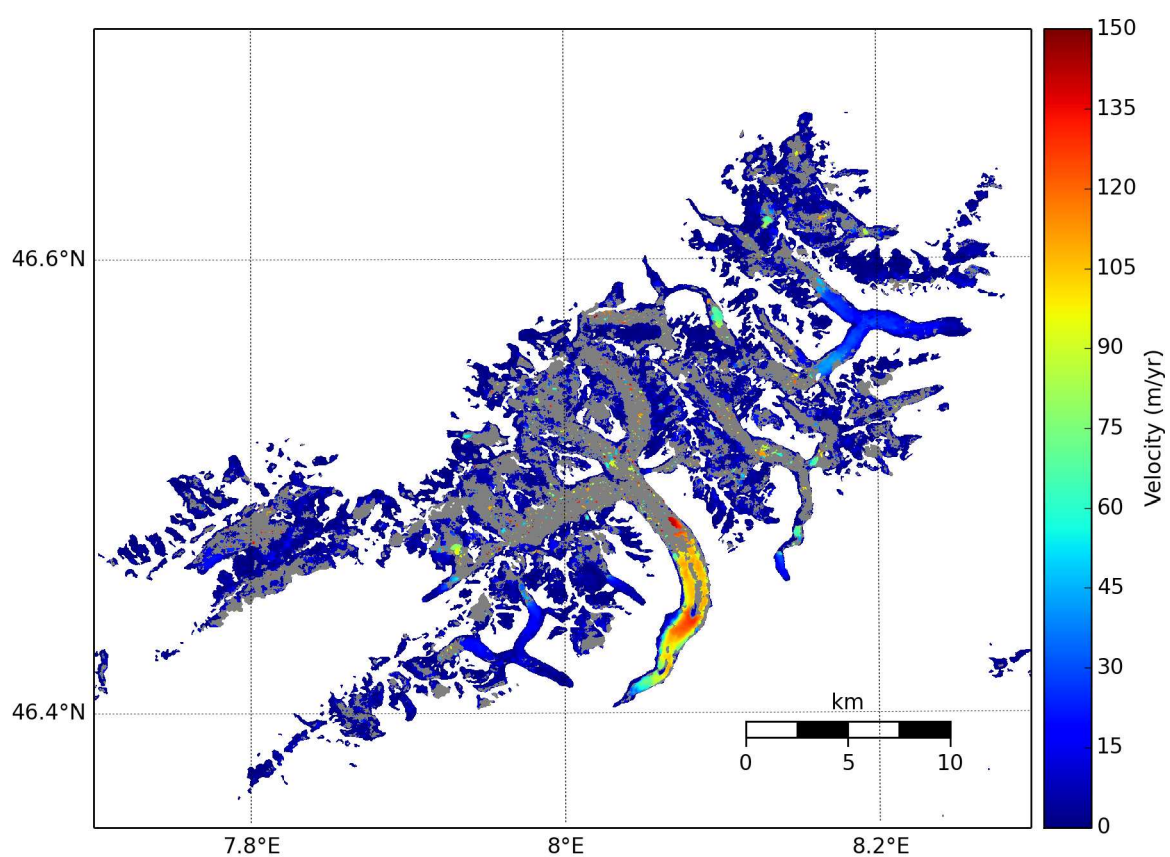


FIGURE C.14 – Vitesses obtenues sur la région des Alpes bernoises pour la période 1999-2003 à partir des images Landsat 7 (15 m)

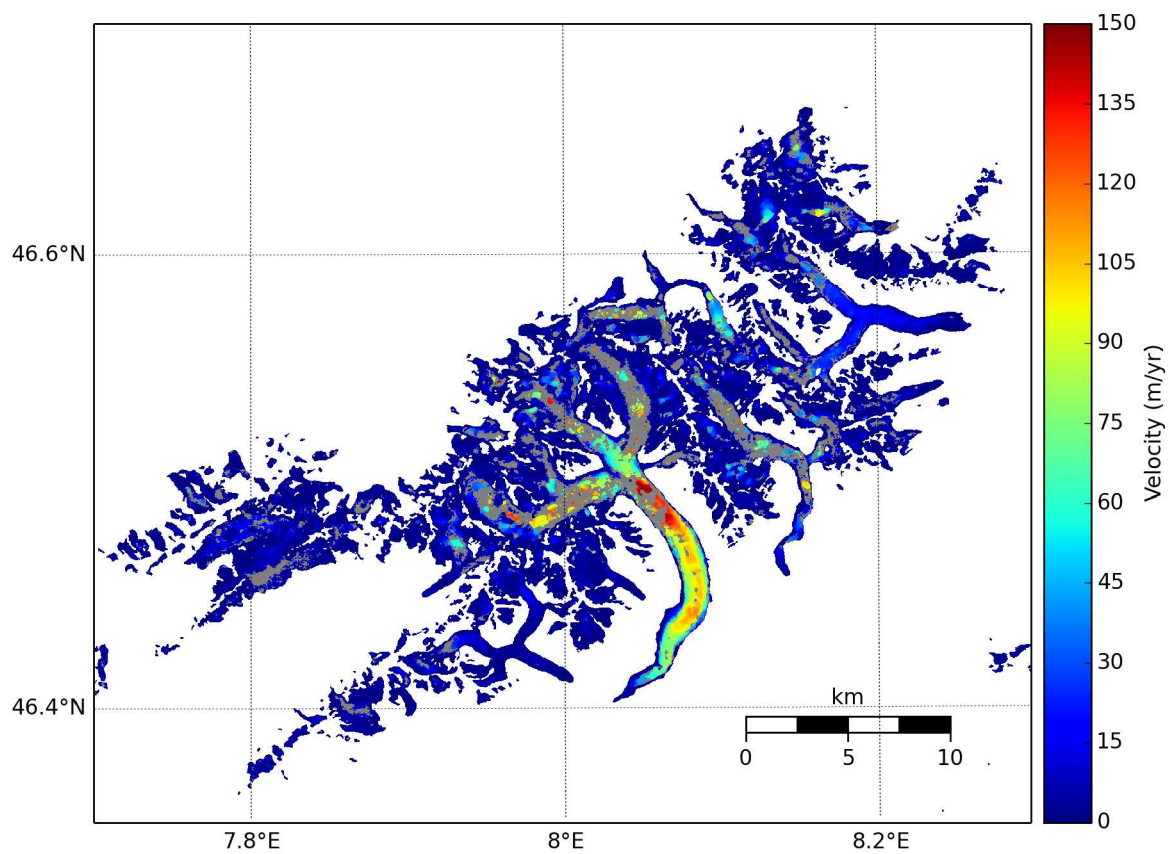


FIGURE C.15 – Vitesses obtenues sur la région des Alpes bernoises pour la période 2013-2015 à partir des images Landsat 8 (15 m)

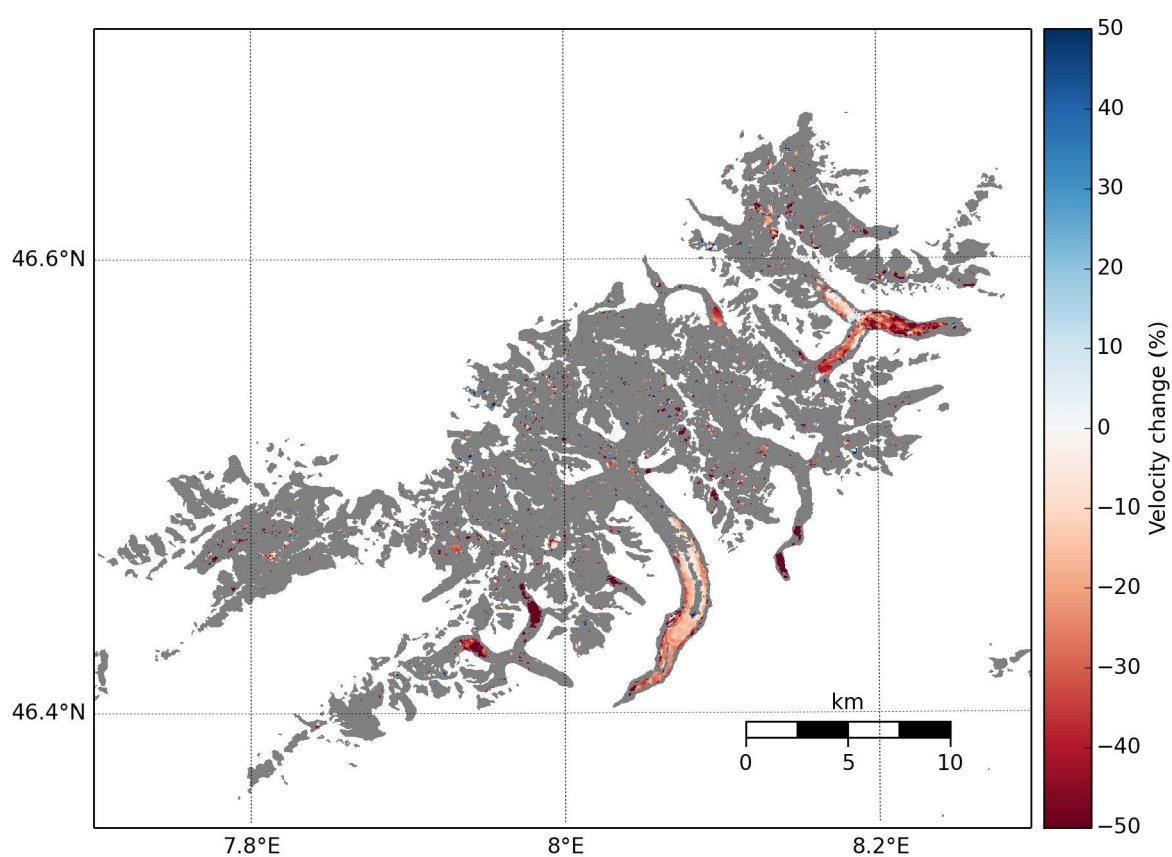


FIGURE C.16 – Variations relatives de vitesses sur la région des Alpes bernoises pour la période (2013-2015) - (1999-2003) (15 m)

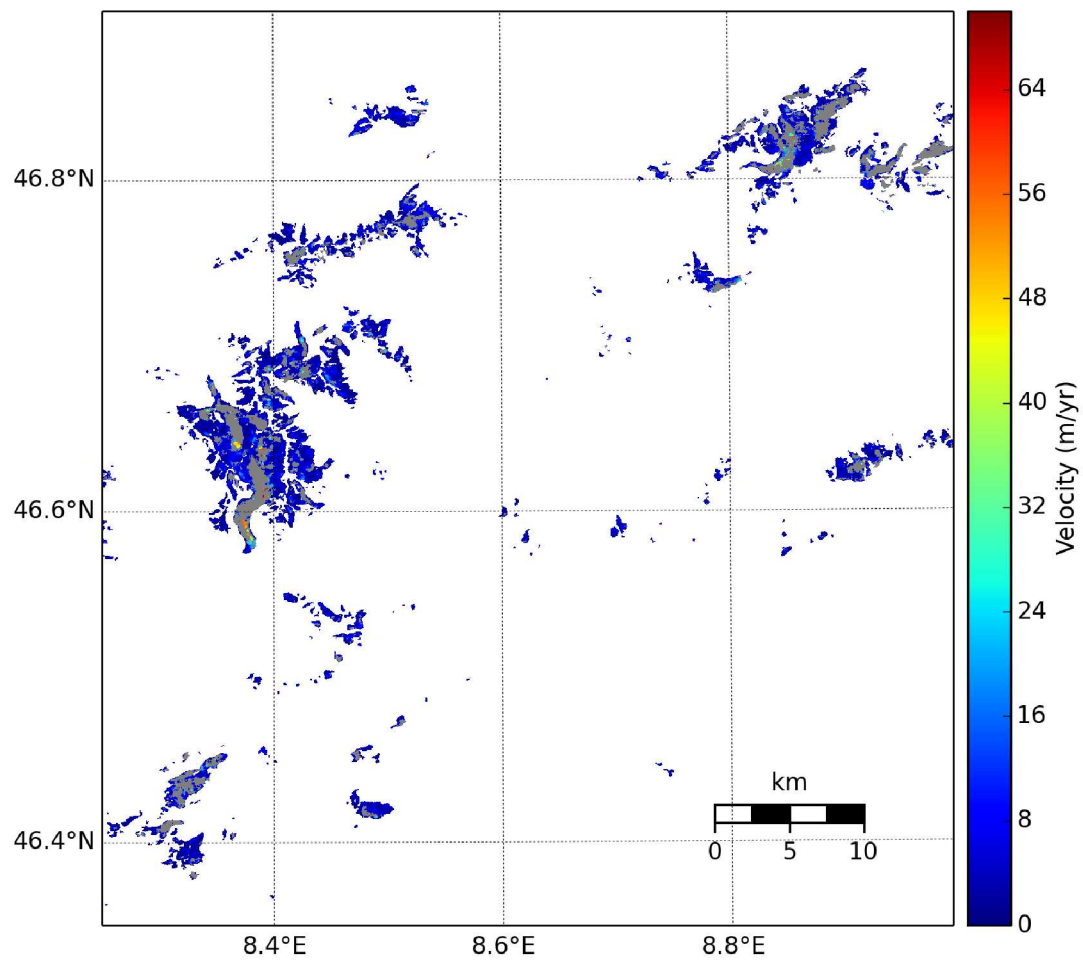


FIGURE C.17 – Vitesses obtenues sur la région Suisse centrale pour la période 1999-2003 à partir des images Landsat 7 (15 m)

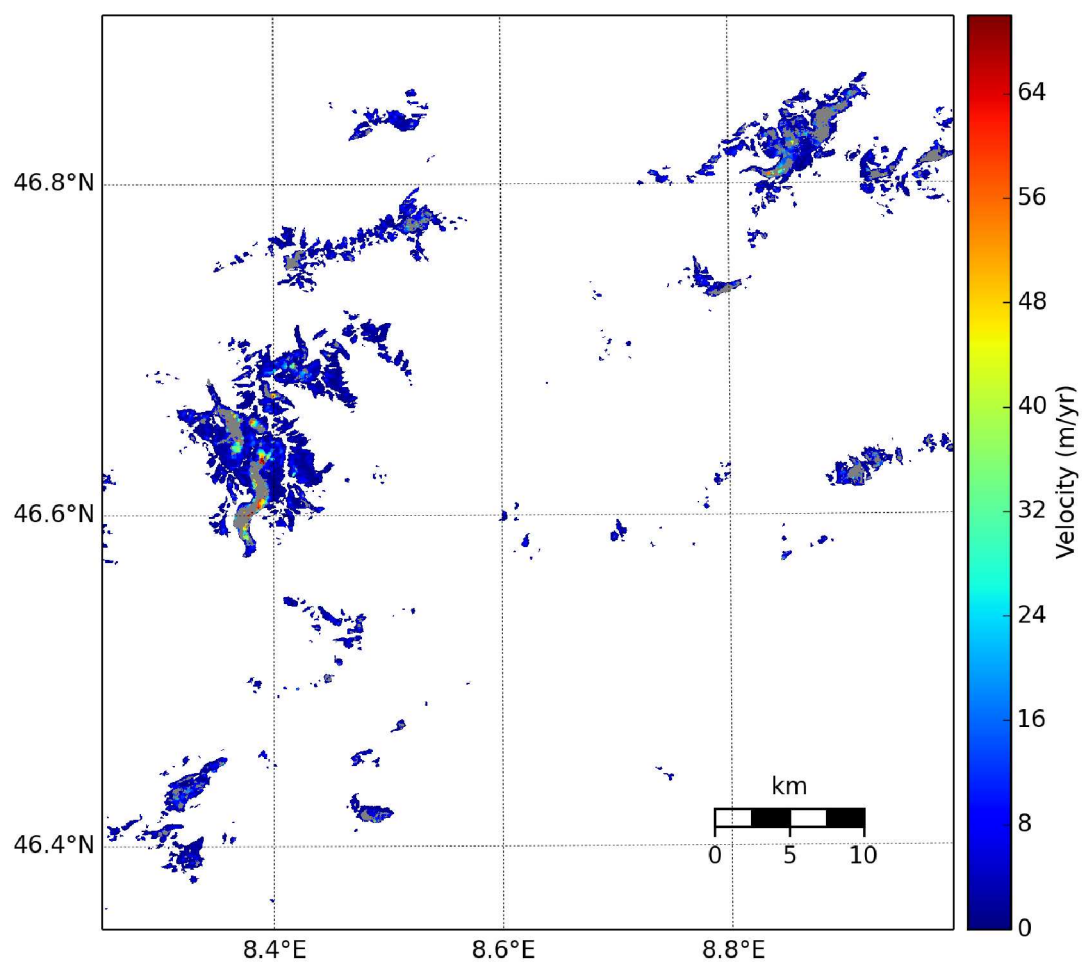


FIGURE C.18 – Vitesses obtenues sur la région Suisse centrale pour la période 2013-2015 à partir des images Landsat 8 (15 m)

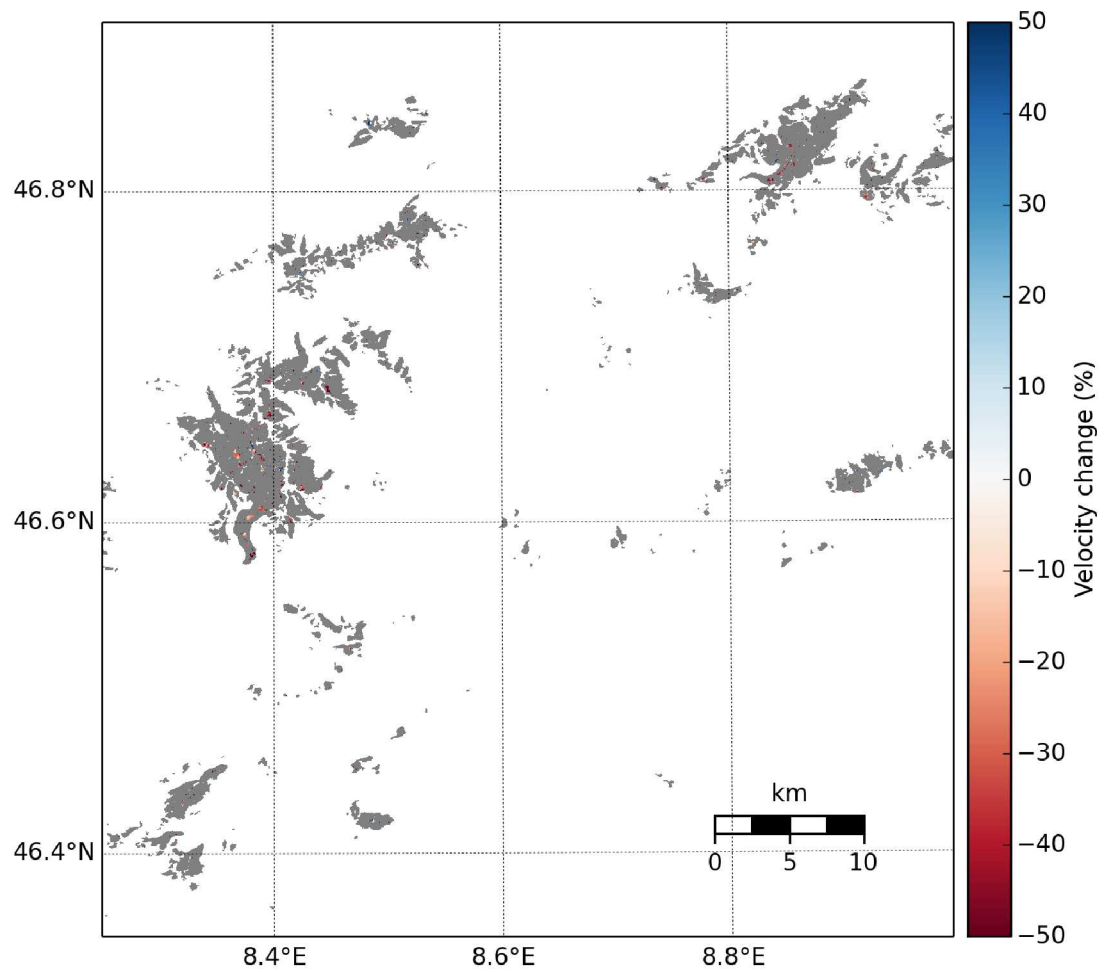


FIGURE C.19 – Variations relatives de vitesses sur la région Suisse centrale pour la période (2013-2015) - (1999-2003) (15 m)

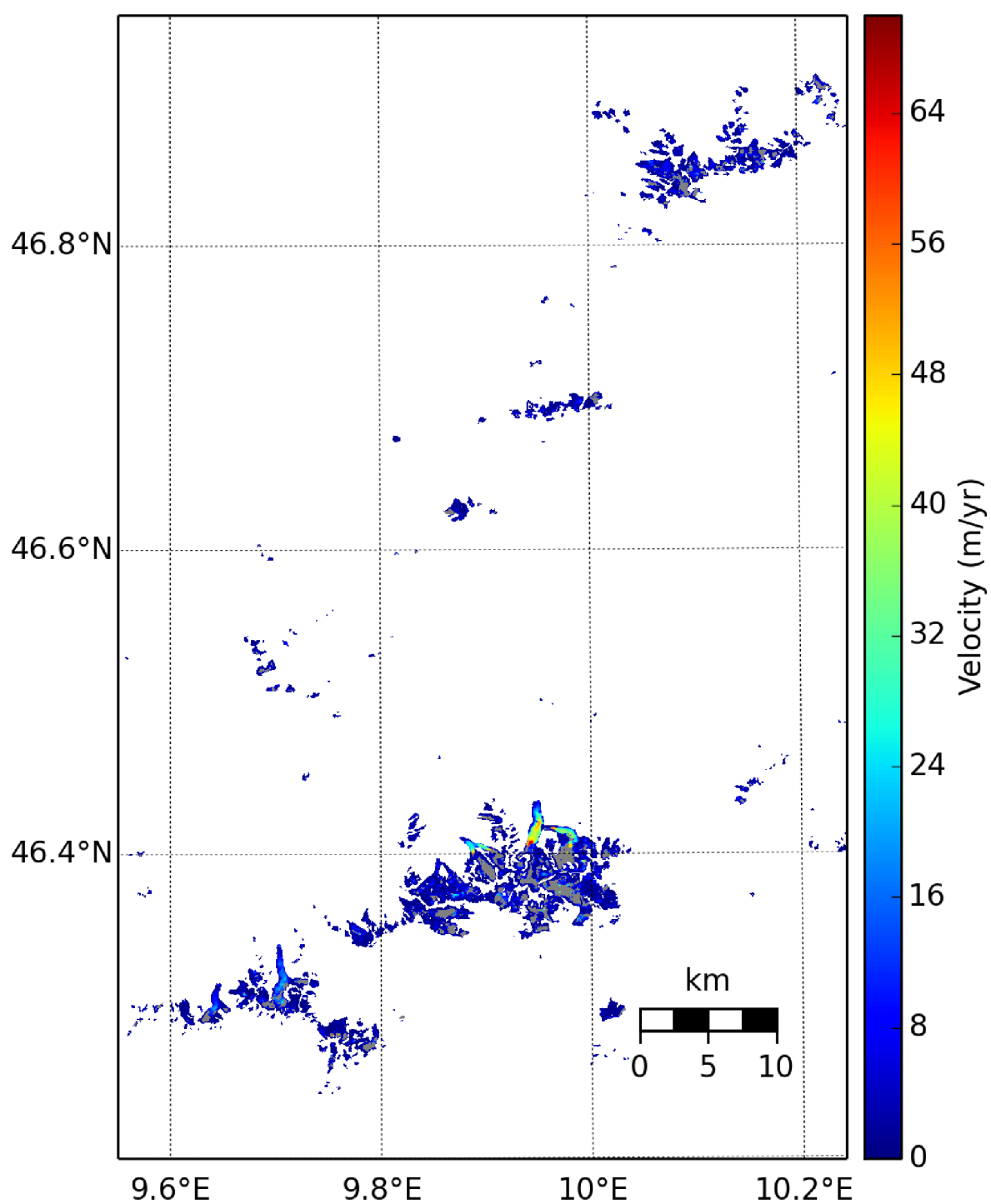


FIGURE C.20 – Vitesses obtenues sur la région Suisse orientale pour la période 1999-2003 à partir des images Landsat 7 (15 m)

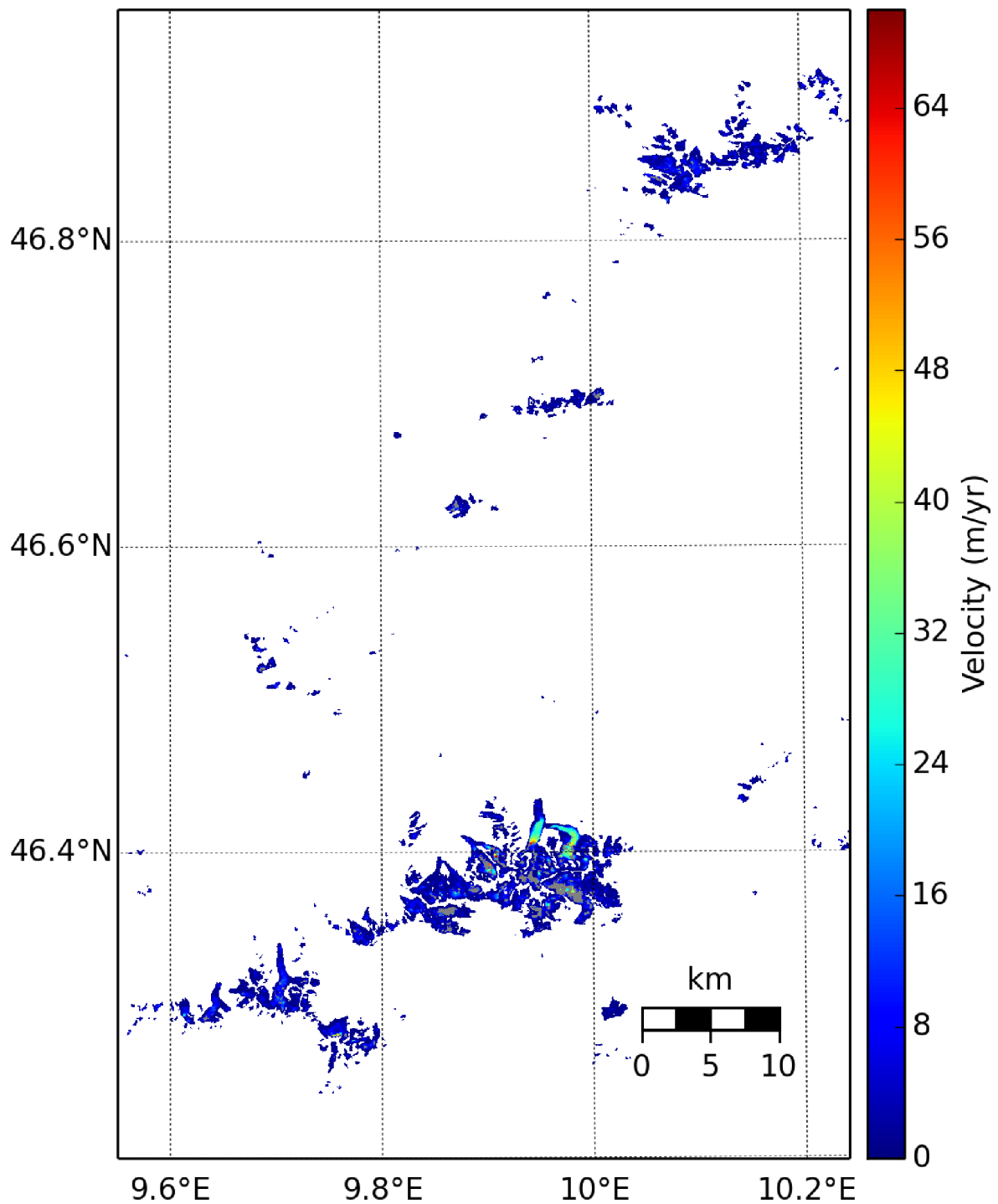


FIGURE C.21 – Vitesses obtenues sur la région Suisse orientale pour la période 2013-2015 à partir des images Landsat 8 (15 m)

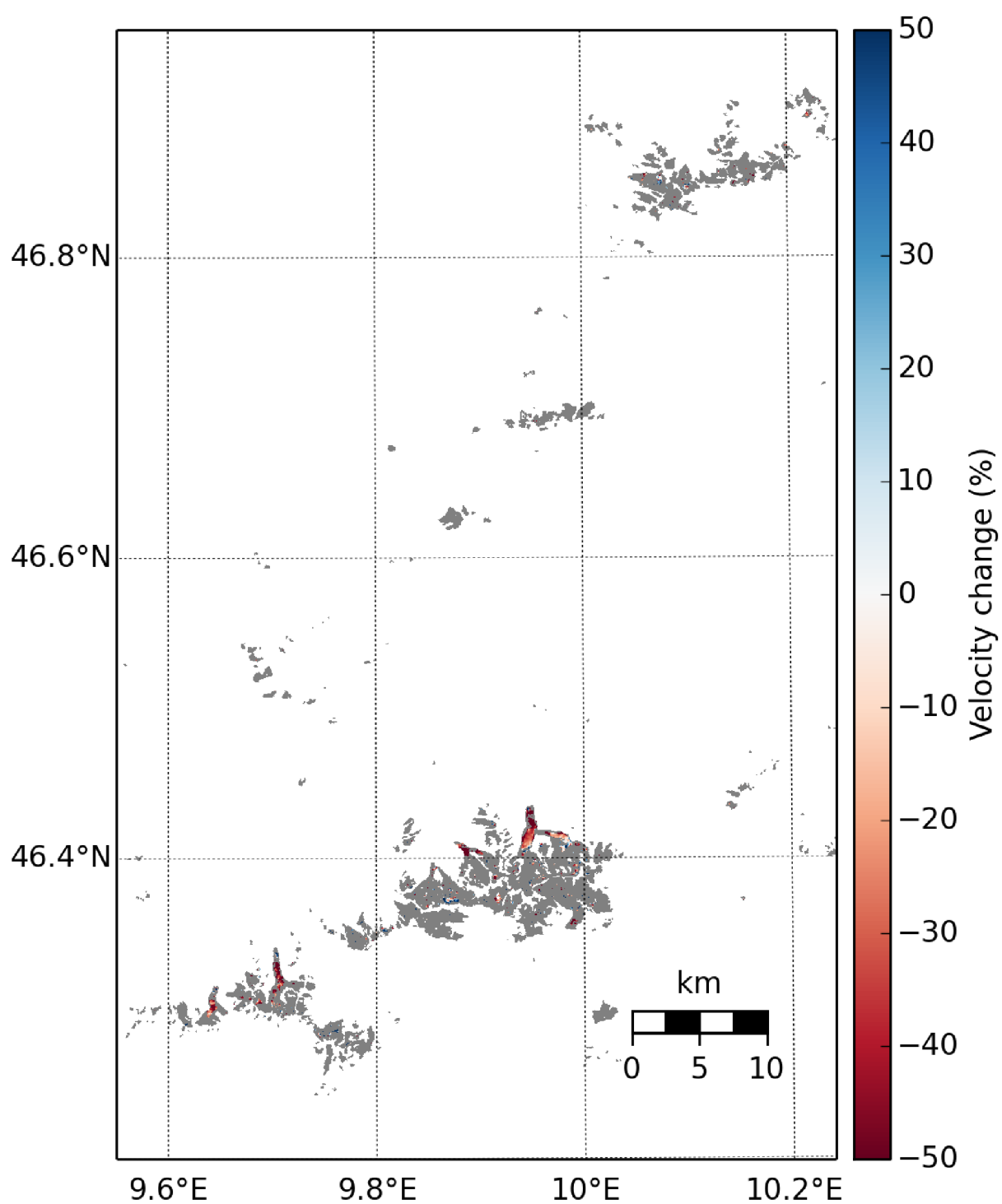


FIGURE C.22 – Variations relatives de vitesses sur la région Suisse orientale pour la période (2013-2015) - (1999-2003) (15 m)

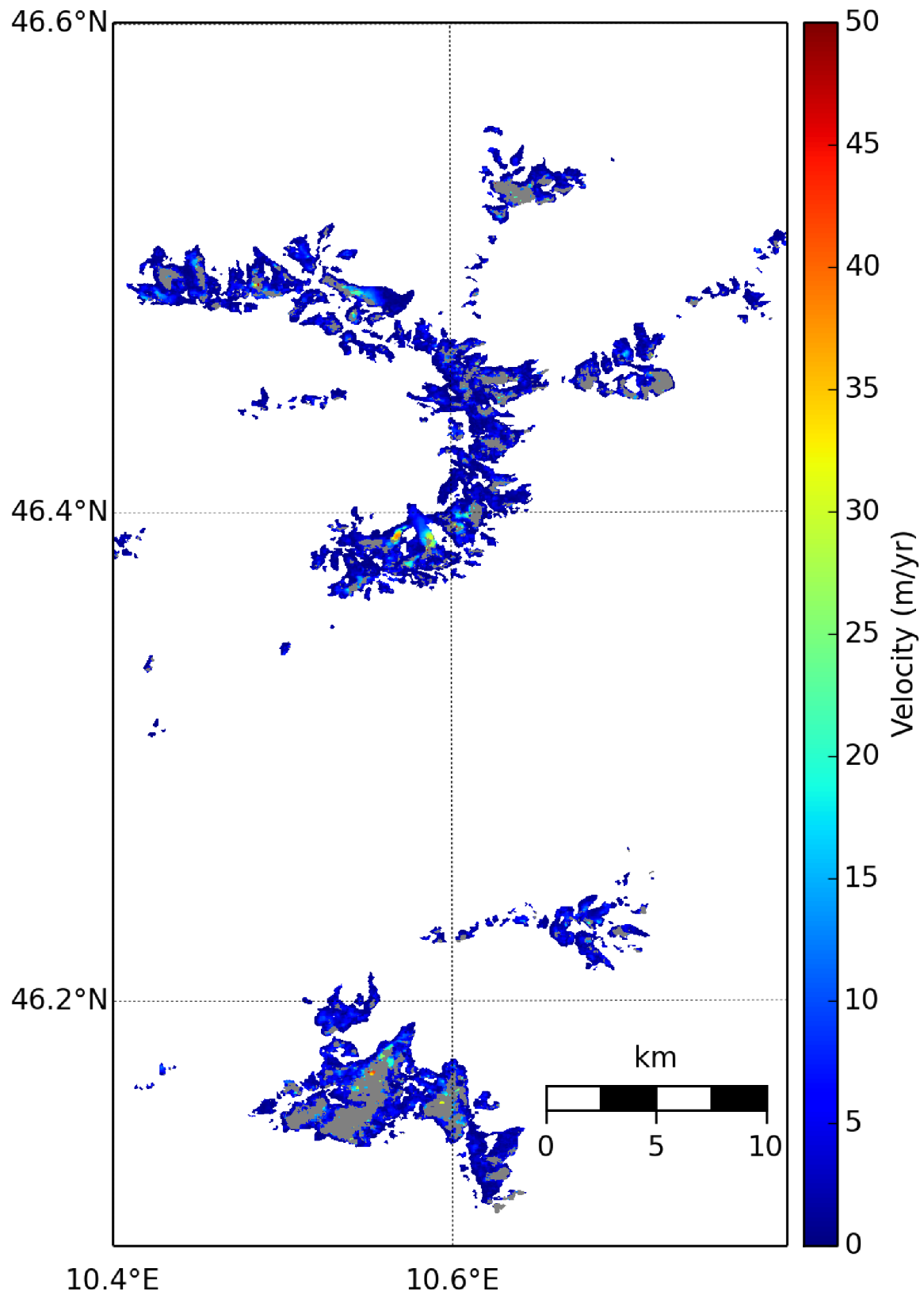


FIGURE C.23 – Vitesses obtenues sur la région Italie du Nord pour la période 1999-2003 à partir des images Landsat 7 (15 m)

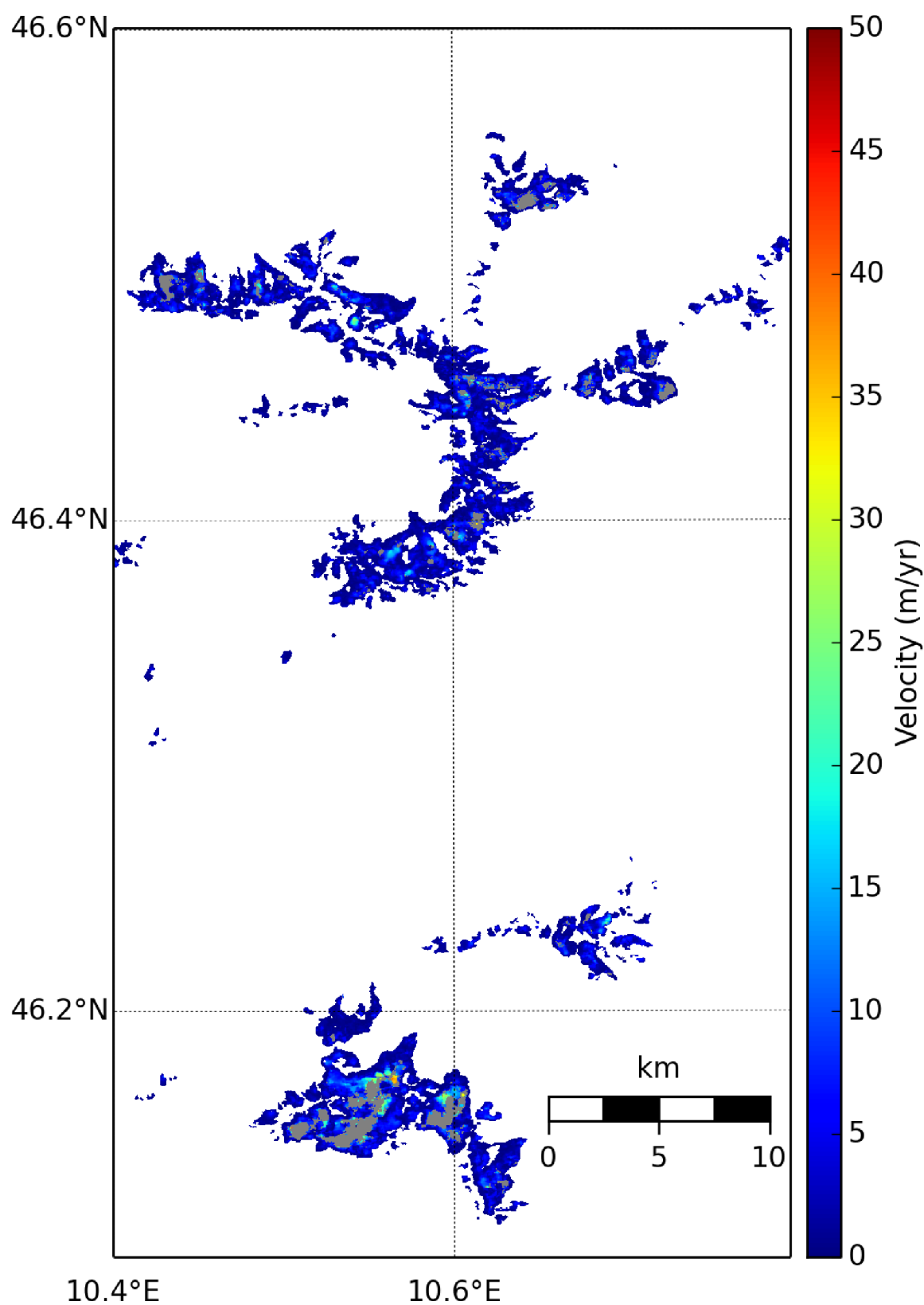


FIGURE C.24 – Vitesses obtenues sur la région Italie du Nord pour la période 2013-2015 à partir des images Landsat 8 (15 m)

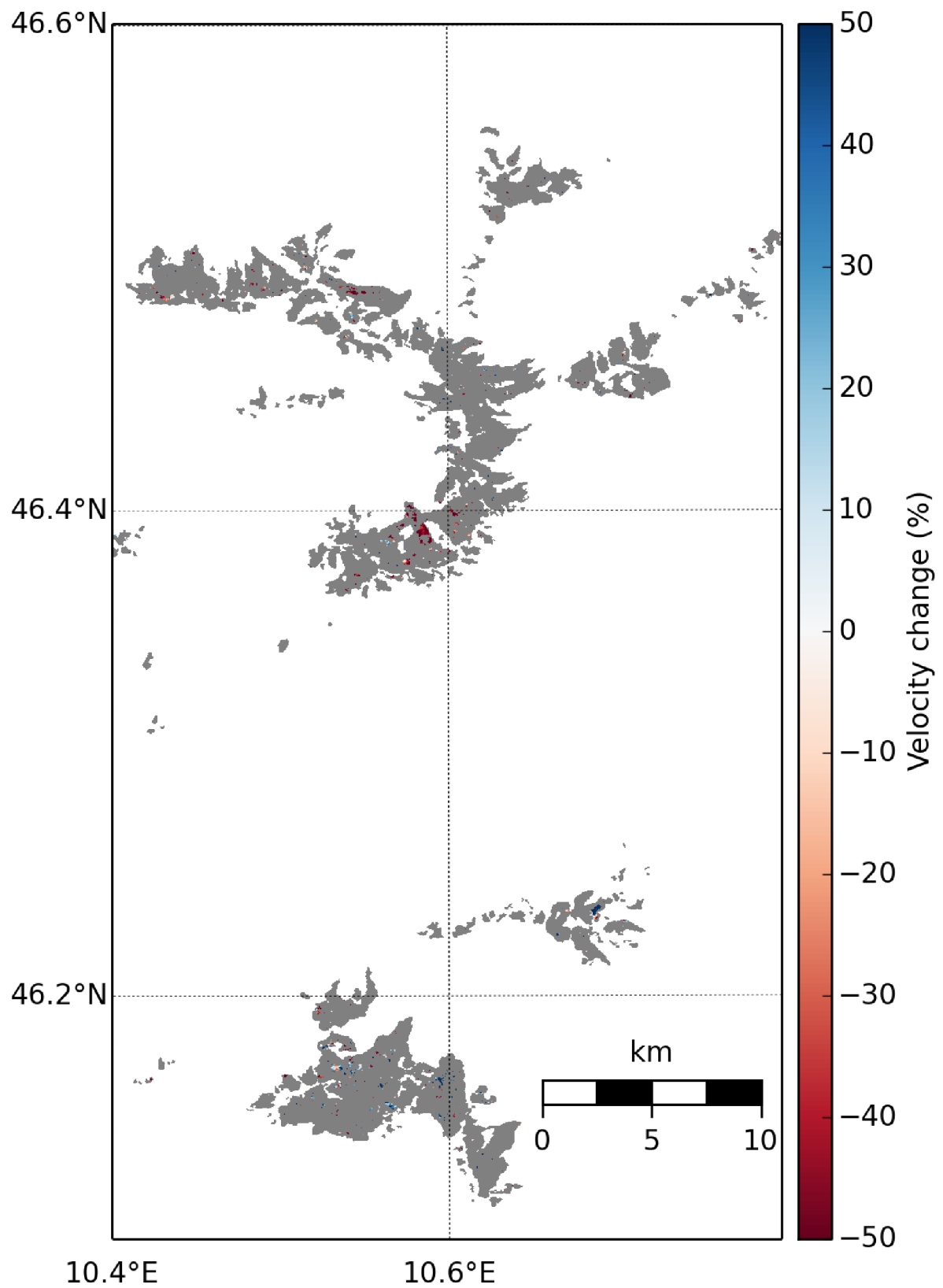


FIGURE C.25 – Variations relatives de vitesses sur la région Italie du Nord pour la période (2013-2015) - (1999-2003) (15 m)

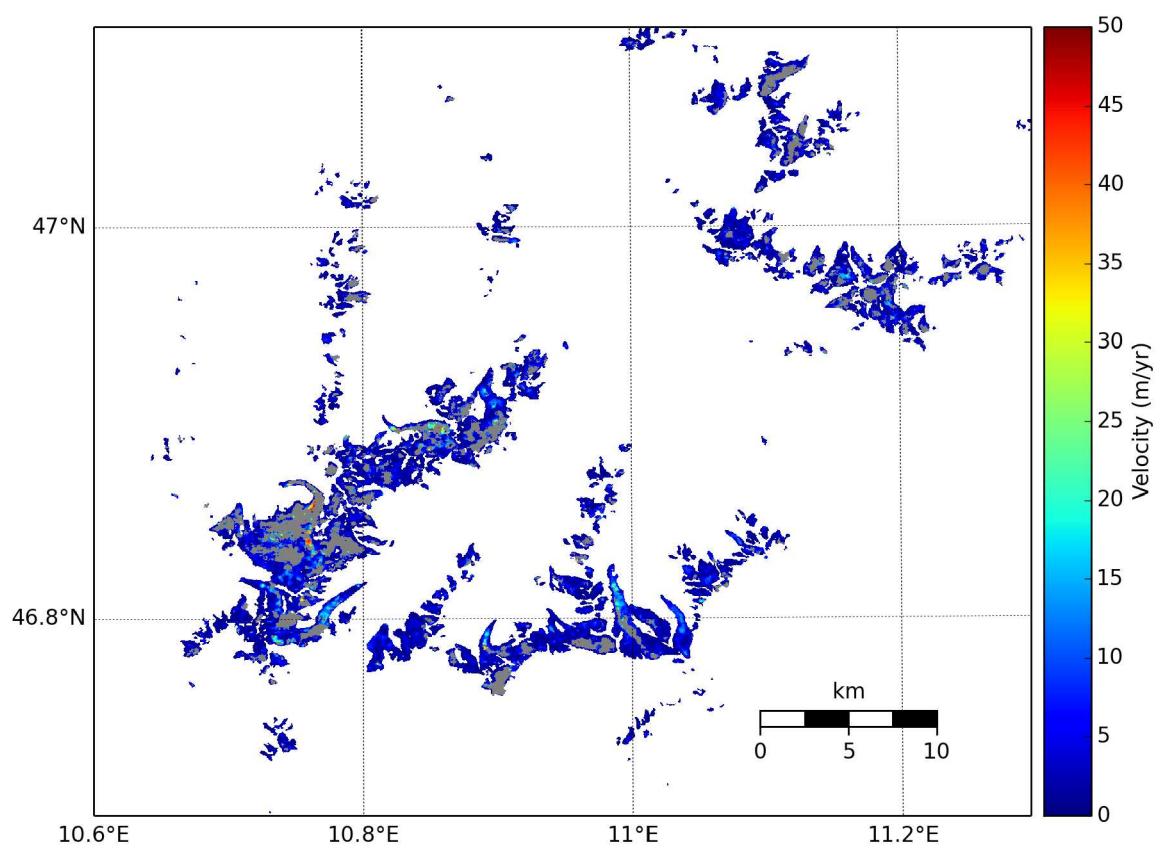


FIGURE C.26 – Vitesses obtenues sur la région Autriche centrale pour la période 1999-2003 à partir des images Landsat 7 (15 m)

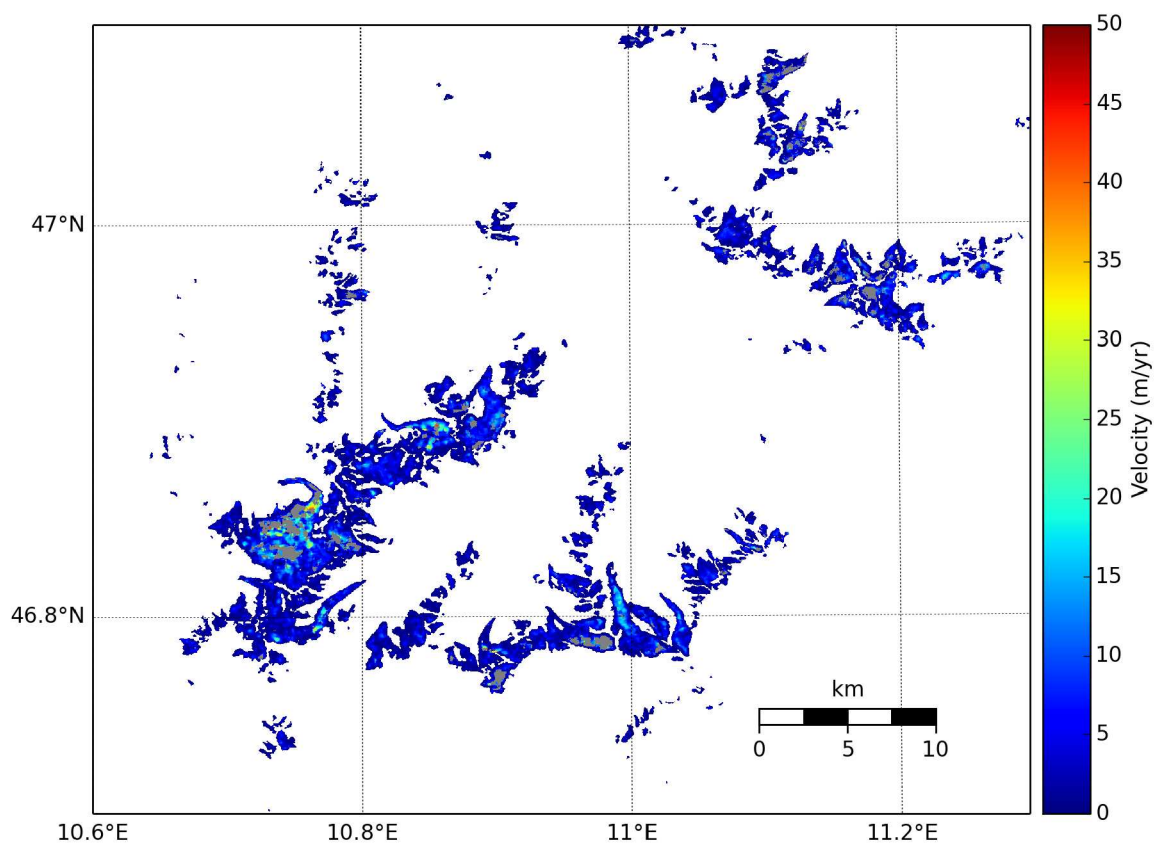


FIGURE C.27 – Vitesses obtenues sur la région Autriche centrale pour la période 2013-2015 à partir des images Landsat 8 (15 m)

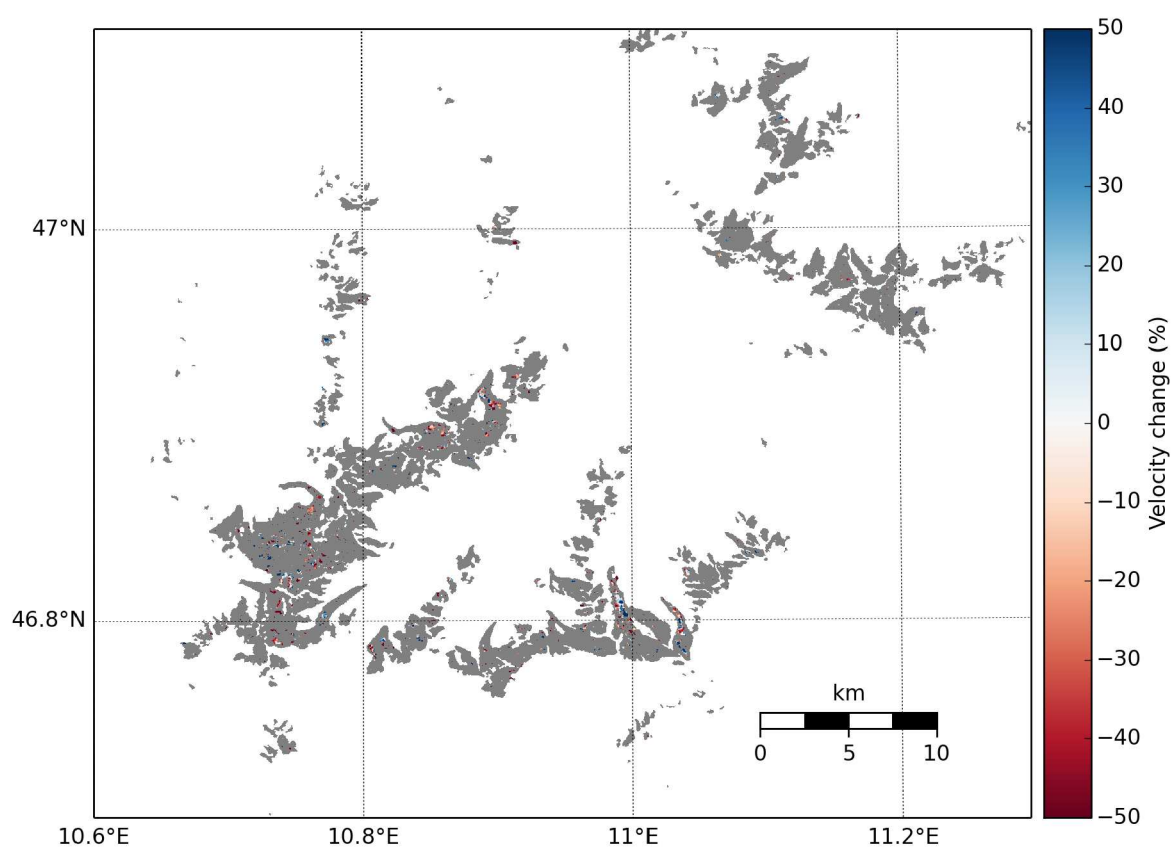


FIGURE C.28 – Variations relatives de vitesses sur la région Autriche centrale pour la période (2013-2015) - (1999-2003) (15 m)

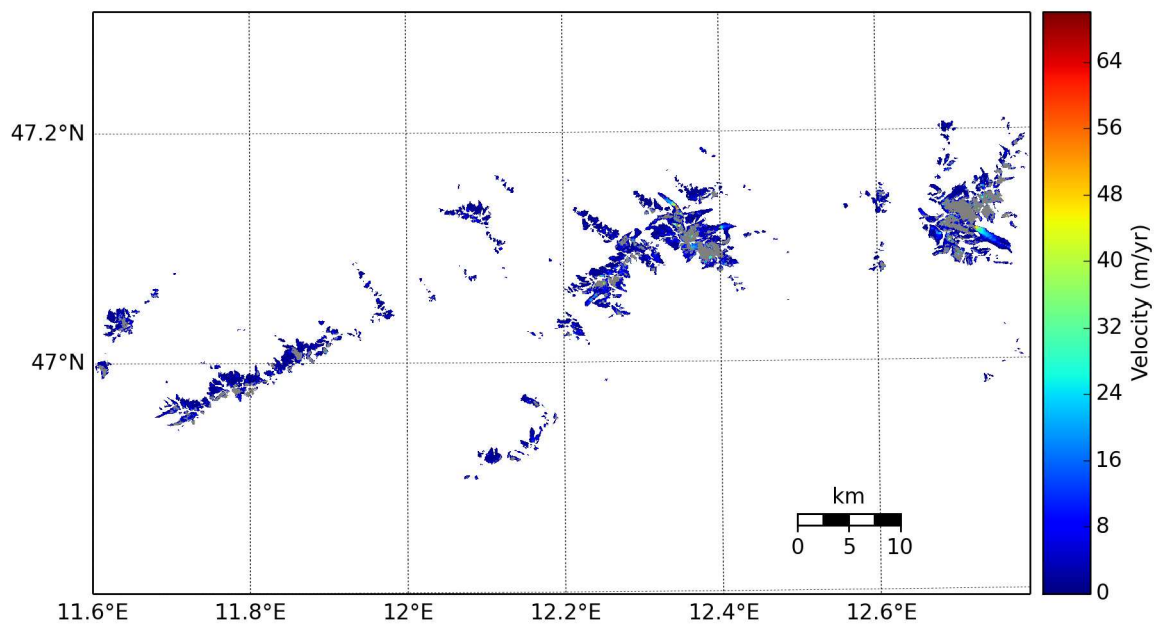


FIGURE C.29 – Vitesses obtenues sur la région Autriche occidentale pour la période 1999-2003 à partir des images Landsat 7 (15 m)

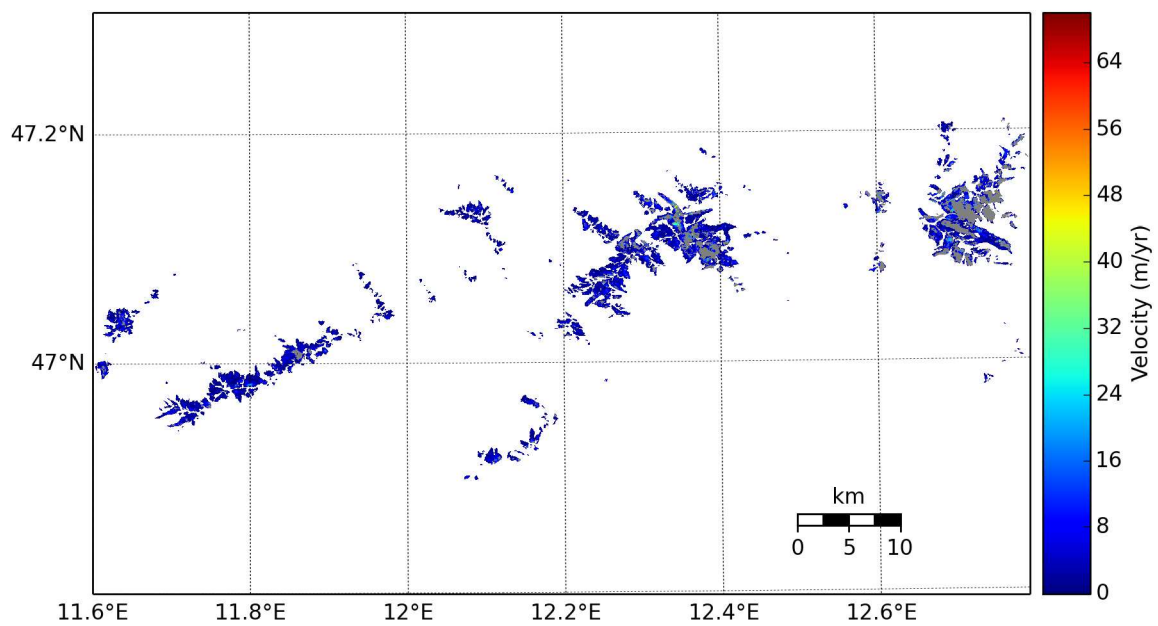


FIGURE C.30 – Vitesses obtenues sur la région Autriche occidentale pour la période 2013-2015 à partir des images Landsat 8 (15 m)

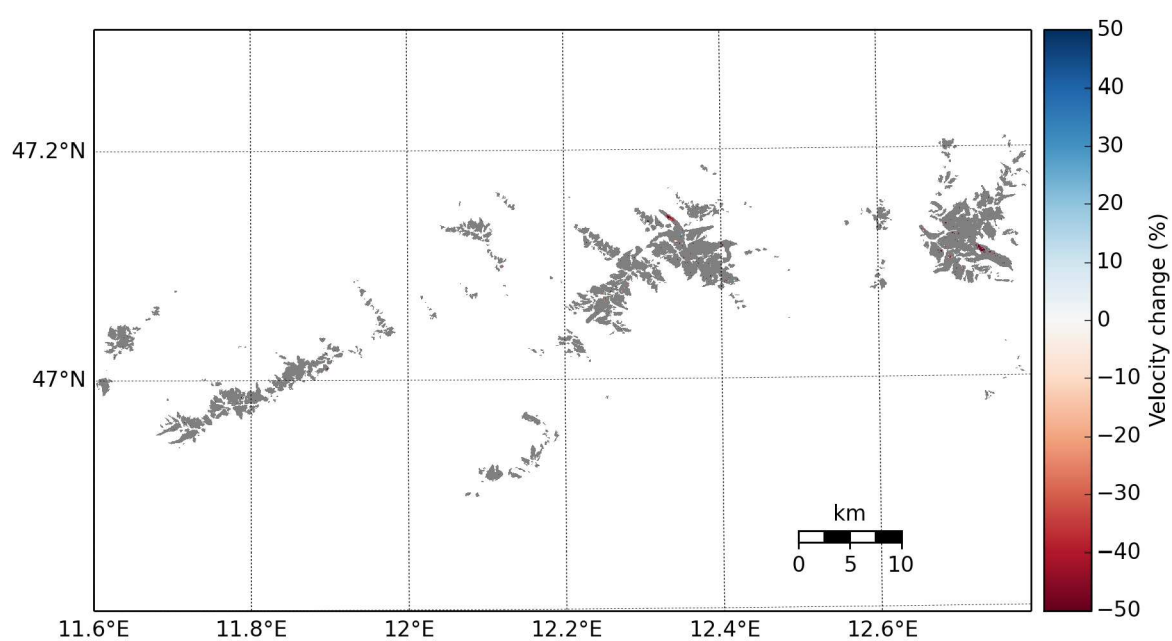


FIGURE C.31 – Variations relatives de vitesses sur la région Autriche occidentale pour la période (2013-2015) - (1999-2003) (15 m)